

МИНИСТЕРСТВО СЕЛЬСКОГО ХОЗЯЙСТВА СССР  
ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ

ПРОВЕРЕНО  
1960г.

Т Р У Д Ы  
ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ  
ОБСЕРВАТОРИИ  
имени А. И. Воейкова

ВЫПУСК 43 (105)

МЕТОДИКА МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

Под редакцией  
докт. физ.-мат. наук  
В. В. БАЗИЛЕВИЧА

БИБЛИОТЕКА  
ЛЕНИНГРАДСКОГО  
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО  
ИНСТИТУТА



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО

ЛЕНИНГРАД • 1954

755801

## АННОТАЦИЯ

В сборнике помещены статьи, содержащие описания новых приборов и новых методов наблюдений метеорологических элементов, а также усовершенствований существующих приборов.

В статьях даются практические решения по различным вопросам, встречающимся в повседневной практике метеорологических наблюдений и измерений.

---

## СОДЕРЖАНИЕ

	Стр
В. П. Грачева. Приведение давления к уровню моря по методу, основанному на применении барометрической формулы, выраженной через геопотенциал . . .	3
И. А. Покровская. Метод определения поправочных множителей, учитывающих влияние ветра на показания термоэлектрических балансомеров и эффективных пиранометров . . . . .	9
Л. Ф. Щербакова. О профилях ветра в межполюсных лесных клетках . . . . .	13
А. А. Сапожников. Об особенностях методики обработки материалов наблюдений над ветром и осадками на горных станциях . . . . .	17
✓ М. С. Стернзат. Погрешности измерения меняющейся во времени температуры воздуха инерционными термометрами . . . . .	25
Е. И. Абрамова и Т. С. Трифонова. К вопросу критического просмотра наблюдений над температурой поверхности почвы . . . . .	33
В. Н. Сварчевский, Д. П. Беспалов и Д. К. Лебедева. Результаты испытания дистанционной установки для градиентных измерений метеорологических элементов . . . . .	39
В. Н. Сварчевский, и К. Д. Лебедева. Испытания дистанционного анеморумбометра конструкции ГГО . . . . .	53
Е. Ф. Глазова. Измерение испаряемости по испарителю с постоянным увлажнением	58
И. Е. Воробьев. Исследование аспирации в будке в условиях открытого места, при больших скоростях ветра . . . . .	63
И. Е. Воробьев. Испарение воды из дождемерного ведра и ведра осадкомера в естественных условиях пустыни . . . . .	73
М. С. Пенкевич. О радиусе действия магнитных обсерваторий . . . . .	78

---

5

## ПРИВЕДЕНИЕ ДАВЛЕНИЯ К УРОВНЮ МОРЯ ПО МЕТОДУ, ОСНОВАННОМУ НА ПРИМЕНЕНИИ БАРОМЕТРИЧЕСКОЙ ФОРМУЛЫ, ВЫРАЖЕННОЙ ЧЕРЕЗ ГЕОПОТЕНЦИАЛ

Для изучения распределения давления в горизонтальном направлении показания барометров приводят к одному какому-нибудь уровню, обычно к уровню моря. Для приведения давления используются, как известно, барометрические формулы: полные (Лапласа, Рюльмана, Иордана и др.) и сокращенные (Бабинэ, Арно и др.), которые для практической работы мало пригодны, так как вычисления по ним отнимают много времени. Для облегчения вычислений по этим формулам рассчитываются таблицы. Так, на основании полной формулы Лапласа рассчитаны смитсоновские таблицы, таблицы Шиллегодского и Домбровского; на основании формулы Рюльмана таблицы рассчитаны Бергманом и Барановским; на основании сокращенных барометрических формул рассчитаны таблицы поправок и таблица Мальцева.

Несмотря на то что существует множество таблиц, на приведение тратится много времени, особенно у нас в СССР, где число метеорологических станций велико, причем на каждой станции приходится приводить давление к уровню моря несколько раз в сутки.

Распространенными в СССР методами приведения являются метод Шиллегодского и метод Домбровского.

По методу Шиллегодского вычисления производятся с помощью двух таблиц, рассчитанных по преобразованной формуле Лапласа.

Приведение по таблицам Шиллегодского производится быстро, но результаты получаются неточные, вероятно вследствие того, что не учитывается поправка на изменение силы тяжести с широтой, грубо учитывается влажность (берутся средние значения, которые часто отличаются от фактических), а также вследствие упрощений, которые допускаются при преобразовании формулы.

Метод Домбровского основан на применении полной формулы Лапласа для больших и сокращенной для небольших высот. Так же как и в методе Шиллегодского, формула преобразовывается и по ней уже рассчитываются таблицы. Приведение по таблицам Домбровского хотя требует больше времени, но результаты получаются более точными.

В целях усовершенствования существующей методики приведения давления к уровню моря Д. Л. Лайхтманом предложен новый метод, основанный на применении барометрической формулы, выраженной через геопотенциал. Ниже изложена теория этого метода, схема приведения и результаты сравнения его с другими методами.

Из общей теории тяготения известно, что сила тяжести имеет потенциал, или, как его называют иначе, геопотенциал, численно равный работе, которую надо совершить для перемещения единицы массы против силы тяжести с одного уровня на другой, т. е.  $d\Phi = g dz$ , где  $g$  — ускорение силы тяжести,  $dz$  — расстояние между уровнями,  $d\Phi$  — потенциал силы тяжести на отрезке пути  $dz$ .

Основное уравнение статики для влажного воздуха с помощью геопотенциала записывается так:

$$dp = -\frac{9,8p}{RT_v} d\Phi,$$

где  $R$  — газовая постоянная,  $T_v$  — виртуальная температура,  $p$  — давление. Интегрируя в пределах от 0 до  $\Phi$ , получим

$$\int_{p_0}^p \frac{dp}{p} = -\frac{9,8}{R} \int_0^\Phi \frac{d\Phi}{T_v}, \quad \ln \frac{p}{p_0} = -\frac{9,8\Phi}{RT_{vm}},$$

где  $T_{vm} = \frac{\Phi}{\int_0^\Phi \frac{d\Phi}{T_v}}$  — средняя барометрическая температура слоя.

Потенцируя, получим

$$p = p_0 e^{-\frac{9,8\Phi}{RT_{vm}}}. \quad (1)$$

Уравнение (1) — барометрическая формула, выраженная через геопотенциал, для приведения давления.

Логарифмируя формулу (1):

$$\lg p_0 = \lg p + \frac{9,8\Phi}{RT_{vm}} \lg e$$

и обозначая  $\frac{9,8\Phi}{RT_{vm}} \lg e$  через  $x$ , формулу можно записать в виде

$$\lg \frac{p_0}{p} = x, \quad \text{отсюда} \quad \frac{p_0}{p} = N,$$

где  $N$  — некоторое число, логарифм которого равен  $x$ .

Из последнего равенства следует, что

$$p_0 = pN. \quad (2)$$

Для определения численного значения  $N$  надо знать  $x = \frac{9,8\Phi}{RT_{vm}} \lg e$ , величина которого, как видно из равенства, зависит от высоты станции в геопотенциальных метрах ( $\Phi$ ) и от средней виртуальной температуры слоя ( $T_{vm}$ ).

Для нахождения средней виртуальной температуры слоя необходимо знание градиента виртуальной температуры. Как известно,  $T_v = T(1 + 0,605q)$ , где  $q$  — удельная влажность воздуха. Продифференцировав  $T_v$  по  $dz$ , получим

$$\frac{dT_v}{dz} = \frac{dT}{dz} + 0,605q \frac{dT}{dz} + 0,605T \frac{dq}{dz}.$$

Из этой формулы видно, что градиент виртуальной температуры  $\Gamma = -\frac{dT_v}{dz}$  отличается от градиента молекулярной температуры  $\gamma = -\frac{dT}{dz}$ .

Слагаемое  $0,605q \frac{dT}{dz}$ , вычисленное по годовым данным распределения температуры и влажности над Москвой, очень мало — порядка 0,01 град/км у земли, с высотой же оно уменьшается до 0,001 град/км (на высоте 7—8 км). Второе слагаемое  $0,605T \frac{dq}{dz}$ , вычисленное по тем же данным, у земли — порядка 0,1 град/км, на высоте 7—8 км — порядка 0,01 град/км. Оба слагаемых и  $\frac{dT}{dz}$  имеют одинаковые знаки.

Из вышеизложенного следует, что градиент виртуальной температуры больше градиента молекулярной температуры, т. е. виртуальная температура убывает или возрастает при возрастании или убывании высоты быстрее, чем молекулярная температура.

Вследствие того что слагаемое  $0,605 q \frac{dT}{dz}$  мало, можно считать, что

$$\frac{dT_v}{dz} = \frac{dT}{dz} + 0,605 T \frac{dq}{dz}. \quad (3)$$

Будем считать, что удельная влажность распределяется с высотой по показательному закону, т. е.

$$q = q_0 e^{-\alpha z}, \quad (4)$$

где  $\alpha$  — эмпирический коэффициент, учитывающий распределение влажности с высотой.

Продифференцируем уравнение (4) по  $z$ :

$$\frac{dq}{dz} = -q_0 \alpha e^{-\alpha z} = -\alpha q,$$

подставим значение  $\frac{dq}{dz}$  в уравнение (3), тогда

$$\frac{dT_v}{dz} = \frac{dT}{dz} - 0,605 T \alpha q.$$

Обозначив  $0,605 T q$  через  $\Delta$ , получим

$$\frac{dT_v}{dz} = \frac{dT}{dz} - \alpha \Delta$$

или

$$\Gamma = \gamma + \alpha \Delta.$$

Для нахождения численного значения  $\alpha$  прологарифмируем и затем продифференцируем по  $z$  формулу (4):

$$\lg q = \lg q_0 - \alpha z \lg e \quad \text{и} \quad \frac{d \lg q}{dz} = -\alpha \lg e.$$

Если отложить на графике (рис. 1) по оси абсцисс значения  $z$ , по оси ординат — значения  $\lg q$  и по данным  $q$  и  $z$  отложить точки и провести прямую, то

$$\frac{d \lg q}{dz} = \operatorname{tg} \varphi = -\alpha \lg e.$$

Отсюда

$$\alpha = -\frac{\operatorname{tg} \varphi}{\lg e}.$$

Построив графики по среднегодовым данным распределения влажности, найдем, что  $\alpha$  меняется от места к месту. Так, для Ташкента  $\alpha = 0,36$ , Алма-Аты  $\alpha = 0,40$ , Москвы  $\alpha = 0,28$  и т. д.

Для упрощения вычислений по предложенному методу рассчитаны специальные таблицы.

Таблица 1 содержит значения

$$\Phi = \left[ g_\varphi - 0,0003086 \cdot \frac{H}{2} \right] \frac{H}{980}.$$

По вертикали даны значения высот станций ( $H$ ) от 0 до 4000 м через 10 м, по горизонтали — широта места ( $\varphi$ ) от 30 до 80° через 5° до высоты 2000 м и от 30 до 65° до высоты 4000 м. На пересечении  $H$  и  $\varphi$  находят значения высот в геопотенциальных метрах.

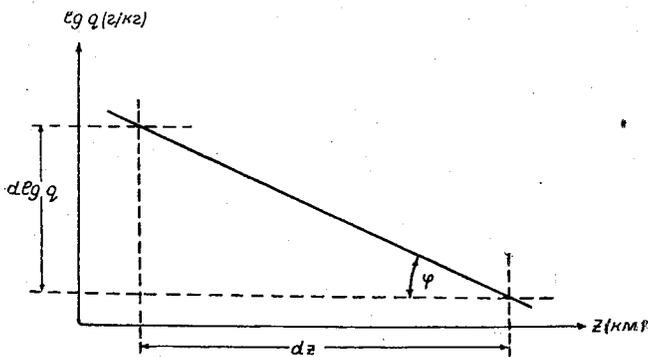


Рис. 1.

Таблица 2 содержит значения поправок для перехода от молекулярной температуры к виртуальной:

$$\Delta = T_v - T = T(1 + 0,605q) - T = 0,605Tq = 0,377 \frac{eT}{p}$$

$$(q \cong 0,623 \frac{e}{p}).$$

По вертикали даны значения температуры от  $-70$  до  $0^\circ$  через  $10^\circ$  и от  $0$  до  $+45^\circ$  через  $1^\circ$ , по горизонтали — значения абсолютной влажности ( $e$ ) от 1 до 15 мб через 1 мб для давления  $p = 1000, 900, 800, 700, 600$  и  $500$  мб. На пересечении  $t$  и  $e$

(и соответственно  $p$ ) находят значения  $\Delta$ .

Таблица 3 содержит значения

$$\frac{9,8}{RT_{vm}} \lg e = n.$$

По вертикали приведены значения температуры от  $45$  до  $-55^\circ$  через  $1^\circ$ , по горизонтали — десятые доли градуса через  $0,1^\circ$ . На пересечении находят значения  $n$ .

Таблица 4 содержит часть таблиц логарифмов Вега.

#### Схема приведения давления воздуха к уровню моря

Дано:  $H, \varphi, p, t, e, \gamma$  (град/км).

Найти:  $p_0$ .

Порядок приведения. Находим:

- 1)  $\Phi$  (из табл. 1 по  $H$  и  $\varphi$ ),
- 2)  $\Delta$  (из табл. 2 по  $t, e$  и  $p$ )

и  $\alpha\Delta$  (град/км),

- 3)  $\Gamma = \gamma + \alpha\Delta$  (град/км) и

$$\Delta_1 = \frac{\Gamma H}{2},$$

- 4)  $T_{vm} = 273 + t + \Delta + \Delta_1,$

- 5)  $n$  (из табл. 3 по  $T_{vm}$ ),

- 6)  $x = n\Phi,$

- 7)  $N = \frac{p_0}{p}$  (по табл. 4 по

$$x = \lg N),$$

- 8)  $p_0 = pN.$

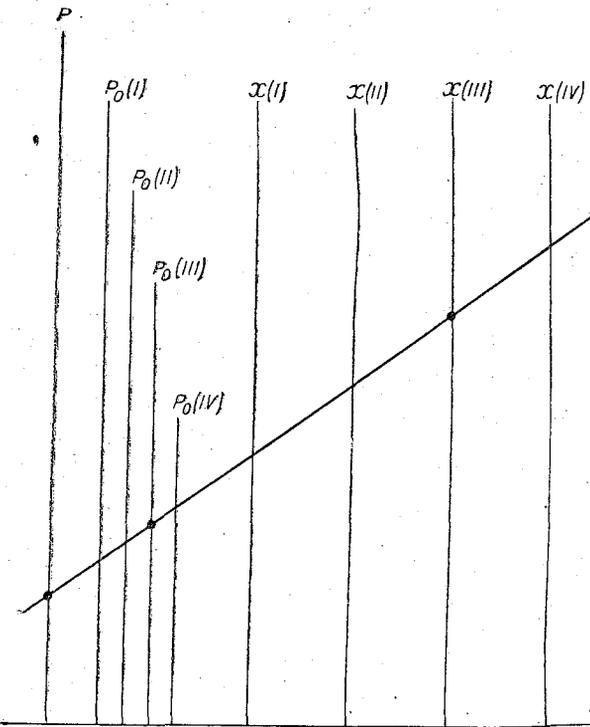


Рис. 2.

Два последних действия (7 и 8) можно заменить одним действием по номограмме (рис. 2).

Номограмма состоит из 9 шкал. На крайней левой шкале  $P$  откладывается давление воздуха на станции, на шкалах  $P_0(I), P_0(II), P_0(III)$  и  $P_0(IV)$  — давление на уровне моря, на шкалах  $X(I), X(II), X(III)$  и  $X(IV)$  — значения  $x = \frac{9,8 \Phi}{RT_{vm}} \lg e$ . Вычисление по номограмме производится следующим образом.

Соединив значение давления на станции на шкале  $P$  со значением  $x$  на шкале  $X$  прямой, находим значение давления на уровне моря в точке пересечения прямой со шкалой  $P_0$  (номер шкалы  $P_0$  соответствует номеру шкалы  $X$ ). Таких номограмм три: одна из них для станций высотой до 1000 м, другая — для станций высотой от 1000 до 2500 м и третья — от 2500 до 4000 м.

Пример

Ст. Ангрэн УГМС Киргизской ССР (январь 1951 г.)

$\varphi$	$H$ , м	$p$ , мб	$t^\circ$	$e$ , мб	$\gamma$ , град/км	Ф, геопотенциальные метры	$\alpha$	$\Delta$
41°33'	2288,4	769,8	-9,5	1,9	2	2288,3 (по табл. 1)	0,4 км <sup>-1</sup>	0,2 по табл. 2
$\alpha\Delta$	$\Gamma = \gamma + \frac{\alpha\Delta}{\text{град/км}}$	$\Delta_1 = \frac{\Gamma H}{2}$	$T_{\text{см}} = 273 + t + \Delta + \Delta_1$	$h = \frac{9,8}{RT_{\text{см}}} lge$	$n\Phi$	$N = \frac{p_0}{p}$	$p_0 = pN$	$p_0$ по номограмме
0,08	2,08 $\left(2,08 \cdot \frac{2,4}{2} \cdot \frac{2,8884}{2}\right)$	266,1	0,00005572 (по табл. 3)	0,1275041 (5572 · 10 <sup>-8</sup> · 2288,3)	1,3412	1032,5	1032,5	

Для сравнения прилагаемого метода приведения с существующими, например с методом Домбровского, сделано приведение давления к уровню моря для станций УГМС Киргизской ССР за январь и июль месяцы 1951 г. Данные приведения показывают, что точность приведения обоих методов одинакова, расхождения не превышают 0,2 мб, в большинстве же случаев равны нулю. Что касается точности приведения по номограмме, то для высот до 2000—2500 м расхождения между полученными величинами по таблицам и номограмме не превышают 0,3 мб, выше (до 4000 м) — несколько больше 0,5—0,6 мб.

Говоря о точности приведения вообще, при расчетах следует иметь в виду ошибки, которые могут быть допущены при определении исходных данных приведения, поскольку последние также влияют на погрешность приведения. Так, величины ошибок приведения (мб) при погрешностях в исходных данных будут:

Высота, м	При ошибке			
	в температурном градиенте на 0,1 град/100 м	в температуре на верхней станции на 1°	в давлении на верхней станции на 1 мб	в удельной влажности на 1 г/кг
500	0,0—0,1	0,2—0,3	1,0—1,1	0,0—0,1
1000	0,2—0,3	0,4—0,6	1,1—1,2	0,0—0,1
1500	0,5—0,6	0,6—0,7	1,2—1,3	0,1—0,2
2000	0,9—1,0	0,6—1,2	1,2—1,3	0,1—0,5
2500	1,4—1,6	1,0—1,3	1,3—1,4	0,1—0,5
3000	2,0—2,4	1,2—1,5	1,4—1,5	0,1—0,5
3500	2,6—3,2	1,4—1,5	1,4—1,6	0,2—0,5
4000	3,3—4,2	1,4—1,7	1,5—1,8	0,2—0,7

Высота, м	Ошибка приведения от пренебрежения влажностью в 1, 2, 3 . . . 10 г/кг										Ошибка приведения от пренебрежения изменениями ускорения силы тяжести с высотой и широтой (80, 70 . . . 30°) места					
											80°	70°	60°	50°	40°	30°
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10 г/кг						
500	0,0	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,3	0,3	0,3	0,4	-0,1	-0,1	0,0	0,0	0,1	0,1
1000	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,8	0,9	-0,1	0,0	0,0	0,1	0,3	0,4
1500	0,1	0,3	0,4	0,6	0,7	0,8	1,0	1,1	1,2	1,4	-0,2	-0,1	0,0	0,2	0,3	0,5
2000	0,2	0,3	0,7	0,9	1,0	1,2	1,4	1,6	2,0	2,5	-0,2	-0,1	0,1	0,4	0,6	1,0
2500	0,3	0,5	0,8	1,0	1,1	1,6	1,8	2,0	2,8	3,0	-0,2	-0,1	0,2	0,5	0,7	1,0
3000	0,3	0,6	0,9	1,2	1,6	1,7	2,2	2,5	3,3	3,4	-0,3	-0,1	0,2	0,5	0,8	1,2
3500	0,5	0,8	1,2	1,6	1,9	2,3	2,7	3,1	3,6	3,8	-0,3	-0,1	0,2	0,6	1,0	1,3
4000	0,5	0,9	1,6	1,8	2,2	2,8	3,0	3,7	3,9	4,2	-0,2	0,0	0,3	0,7	1,3	1,7

Из этих расчетов видно, что самую большую ошибку в приведении получаем от ошибки в температурном градиенте, причем с увеличением высоты ошибка растет.

Отсюда следует, что приводить давление во все сезоны для всей территории (особенно горных районов), пользуясь средним градиентом 0,5 или 0,6 град/100 м, нельзя вследствие того, что в действительности величина градиента почти всегда отличается более или менее от среднего как в зависимости от рельефа местности, так и от типа погоды; беря средний градиент, допускаем ошибку в приведении.

Для того чтобы найти градиент, более близкий к действительному, вычислили градиент в свободной атмосфере по двум станциям Средней Азии (Ташкент и Алма-Ата) за два года. Вычисления показали, что в январе градиент в нижних слоях (примерно до 1500 м) отрицательный, выше (примерно до 4000 м) — положительный (до 0,4 град/100 м); в июле в самых нижних слоях — отрицательный, но небольшой по величине, выше — положительный, примерно равный среднему.

	Январь	Июль
до 1 км	-0,5	-0,1
1,5 "	-0,2	0,3
2,0 "	0,0	0,5
2,5 "	0,2	0,6
3,0 "	0,3	0,6
4,0 "	0,4	0,6

Предполагая, что такой градиент присущ всем станциям УГМС Киргизской ССР, сделано приведение давления, пользуясь вычисленными градиентами. При сравнении данных этого приведения и приведения с градиентом 0,5 град/100 м оказалось, что при небольших высотах станций расхождение 1—2 мб, с увеличением высоты расхождение увеличивается до 3—4 мб. На отличие фактического градиента от среднего указывает также М. П. Леонов. Недостатком метода приведения М. П. Леонова является неприменимость его для высокогорных станций, неправильный учет поправки для перехода от молекулярной температуры к виртуальной (поправка  $\Delta T_v = 0,6Tq$ , а не  $0,6q$ ), совсем не учитывается поправка на изменение силы тяжести с широтой и высотой места.

На основании проделанного анализа можно сделать следующие выводы:

1. Целесообразно перевести высоты всех станций в геопотенциальные метры по формуле

$$\Phi = \left( g_{\varphi} - 0,0003086 \frac{H}{2} \right) \frac{H}{980}$$

или по таблицам, рассчитанным по этой формуле.

2. Для приведения давления следует брать градиент, более близкий к действительному, для чего требуется изучить изменение градиента с высотой.

Градиент виртуальной температуры больше градиента молекулярной температуры (доказано математически):

$$\frac{dT_v}{dz} = \frac{dT}{dz} - 0,605Tq\alpha,$$

где  $\alpha$  — эмпирический коэффициент, изменяющийся от места к месту.

3. Пользуясь высотой станции, выраженной в геопотенциальных метрах, и градиентом виртуальной температуры (градиент молекулярной температуры брать фактический, а не средний), можно делать приведение давления примерно вдвое быстрее, чем по методу Домбровского, с точностью, соответствующей приведению по полным барометрическим формулам.

4. Производя действие в обратном порядке, можно определить превышение одного пункта над другим, если заданы давление, влажность, температура на обоих пунктах и высота одного из них.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Руководство для обработки основных наблюдений метеорологических станций, вып. II, 1933.
2. Домбровский В. К. Применение барометрических формул для приведения давления воздуха к уровню моря. Гидрометеоздат, 1949.
3. Яковлев К. П. Математическая обработка результатов измерений. ГИТТЛ, 1950.

## **МЕТОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПОПРАВОЧНЫХ МНОЖИТЕЛЕЙ, УЧИТЫВАЮЩИХ ВЛИЯНИЕ ВЕТРА НА ПОКАЗАНИЯ ТЕРМОЭЛЕКТРИЧЕСКИХ БАЛАНСОМЕРОВ И ЭФФЕКТИВНЫХ ПИРАНОМЕТРОВ**

В актинометрической практике поправочные множители, учитывающие влияние ветра на показания балансомеров и эффективных пиранометров, обычно определяются в естественных условиях работы прибора. При этом методом „солнце—тень“ определяют переводные множители прибора при разных скоростях ветра, а поправочные множители к показаниям приборов при ветре находят по отношениям переводных множителей при данных скоростях ветра к переводному множителю при штиле. Найденные отношения наносят на график. По полученным точкам проводится кривая зависимости поправочных множителей от скорости ветра. Метод этот очень трудоемок, так как поправочные множители могут быть определены достаточно надежно только при большом числе измерений по всему диапазону скоростей ветра. Вследствие этого его невозможно применять при массовой поверке приборов, особенно если учесть, что условия погоды, пригодные для поверки, бывают довольно редко. Кроме того, применяющийся метод неточен, так как разброс точек при такой градуировке получается большим и кривая поправочных множителей проводится в достаточной мере субъективно.

С внедрением балансомеров и эффективных пиранометров на сеть актинометрических станций встал вопрос о разработке метода поверки этих приборов. В частности, необходимо было разработать метод определения поправочных множителей к показаниям приборов при ветре, который было бы целесообразно применять при массовой поверке.

В связи с этим автором статьи, при участии М. А. Лугоской и Л. М. Савиной, была поставлена экспериментальная работа по исследованию влияния ветра на показания балансомеров и эффективных пиранометров. Для исследования были взяты десятибатарейные балансомеры и эффективные пиранометры, изготовленные в 1950 и 1951 гг. экспериментальной мастерской ГГО. Приборы исследовались в аэродинамической трубе и в естественных условиях.

### **Исследование в аэродинамической трубе**

Исследование зависимости показаний балансомеров и эффективных пиранометров от скорости обдувающего воздушного потока производилось в аэродинамической трубе ЦБП. В качестве источника радиации использовалась кинопроекционная лампа (мощностью 500 и 300 ватт). Прибор устанавливался в рабочем поле аэродинамической трубы так, чтобы приемные поверхности были параллельны воздушному потоку и располагались в вертикальной плоскости. Одна из приемных поверхностей освещалась параллельным пучком, полученным от лампы посредством конденсорной линзы. Изменение интенсивности, вследствие изменения напряжения в сети, учитывалось термоэлектрическим актинометром.

При разных скоростях воздушного потока и в спокойном воздухе отсчитывались показания освещенного и затененного балансомера. Параллельно отсчитывались показания актинометра. Поправочные множители к показаниям прибора при данных скоростях ветра находились по отношениям разности показаний освещенного и

затененного балансомера в спокойном воздухе к разности показаний при данных скоростях ветра. По полученным значениям строилась кривая зависимости поправочных множителей от скорости ветра. На рис. 1 приведена кривая зависимости поправочных множителей от скорости ветра, полученная для эффективного пиранометра № 3136 изложенным выше методом. По оси абсцисс отложены значения скоростей в метрах в секунду, по оси ординат — поправочные множители. Разброс точек относительно кривой не превышает 2% от величины поправочных множителей.

Тем же методом были определены поправочные множители для 11 приборов (7 балансомеров и 4 эффективных пиранометра) в интервале скоростей воздушного потока от 0 до 15 м/сек. Для каждого из приборов поправочные множители определялись дважды: при освещении сначала первой, а затем второй приемной

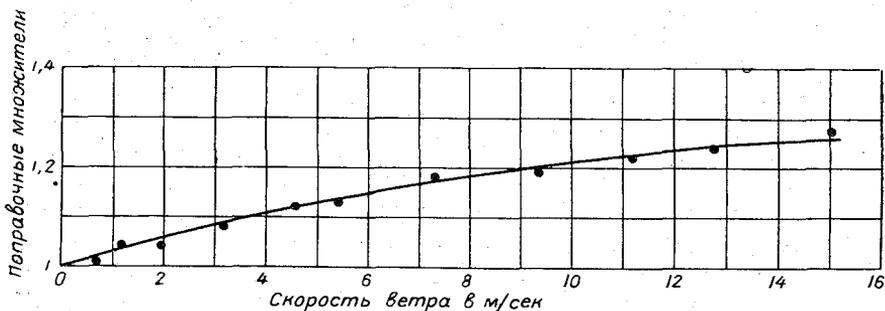


Рис. 1. Зависимость поправочных множителей от скорости ветра для эффективного пиранометра № 3136.

пластины. В табл. 1 приведены величины поправочных множителей к показаниям приборов при ветре для 7 балансомеров и 4 пиранометров (средние из двух определений), снятые с кривых для целых значений скоростей, а также средние значения этих множителей, полученные по всем приборам. Как видно из этой таблицы, зависимость показаний от скорости ветра одна и та же для балансомеров и для

Таблица 1  
Поправочные множители к показаниям балансомеров и эффективных пиранометров при ветре

Скорость (м/сек.)	Балансомеры							Эффективные пиранометры				Среднее
	номера приборов											
	3142	3174	3118	3114	3171	3169	3175	3136	3110	3204	3159	
1	1,03	1,01	1,03	1,04	1,02	1,03	1,02	1,03	1,06	1,05	1,02	1,03
2	1,05	1,03	1,06	1,07	1,04	1,05	1,05	1,06	1,08	1,07	1,05	1,06
3	1,06	1,04	1,08	1,09	1,06	1,07	1,07	1,09	1,11	1,09	1,08	1,08
4	1,08	1,06	1,10	1,11	1,08	1,09	1,09	1,12	1,13	1,11	1,10	1,10
5	1,10	1,07	1,12	1,14	1,10	1,11	1,12	1,14	1,16	1,13	1,11	1,12
6	1,11	1,09	1,14	1,16	1,11	1,13	1,14	1,16	1,18	1,15	1,13	1,14
7	1,12	1,10	1,16	1,18	1,12	1,14	1,16	1,18	1,20	1,17	1,14	1,15
8	1,13	1,12	1,18	1,20	1,14	1,16	1,18	1,19	1,22	1,18	1,16	1,17
9	1,15	1,13	1,19	1,23	1,15	1,18	1,20	1,21	1,25	1,20	1,17	1,19
10	1,16	1,14	1,21	1,25	1,17	1,19	1,21	1,22	1,27	1,21	1,18	1,20
11	1,17	1,16	1,23	1,27	1,18	1,21	1,23	1,24	1,30	1,22	1,19	1,22
12	1,18	1,17	1,24	1,29	1,19	1,22	1,25	1,25	1,32	1,23	1,20	1,23
13	1,19	1,18	1,25	1,31	1,20	1,23	1,26	1,26	1,34	1,24	1,22	1,24
14	1,20	1,19	1,26	1,33	1,20	1,24	1,27	1,27	1,35	1,25	1,23	1,25
15	1,21	1,20	1,27	1,35	1,21	1,25	1,28	1,28	1,36	1,26	1,24	1,26

эффективных пиранометров. Для подтверждения этого у эффективного пиранометра № 3159 после определения поправочных множителей была отсоединена система экранов и повторно определены поправочные множители (для балансомера). Кривые поправочных множителей, полученных в обоих случаях, совпали. Из этой же таблицы видно, что значения поправочных множителей для отдельных приборов мало разнятся между собою. Среднее квадратичное отклонение поправочных множителей для отдельных приборов от средних значений, полученных по всем приборам, составляет: 1,0% на скорости 3 м/сек., 1,8% на скорости 5 м/сек. и 2,6% на скорости 8 м/сек. Это свидетельствует о достаточной однородности испытанных приборов и дает основание пользоваться одними и теми же поправочными множителями для приборов, изготовленных по одной и той же технологии.

## Исследование приборов в естественных условиях

Исследование балансомеров и эффективных пиранометров в естественных условиях производилось во время экспедиции ГГО в Каменную Степь, в июне—июле 1951 г. Для того чтобы установить характер зависимости показаний приборов от скорости ветра упомянутым выше методом „солнце—тень“, определялись переводные множители приборов при разных скоростях ветра. В качестве образцового прибора использовался термоэлектрический актинометр. Скорость ветра измерялась ветрометром Третьякова. Приборы исследовались при высотах солнца не менее 45°. Колебания температуры не превышали 10°, поэтому температурными коэффициентами приборов можно было пренебречь. Для исследования в естественных условиях было взято 6 приборов (2 эффективных пиранометра и 4 балансомера). Для каждого из приборов было произведено от 4 до 10 серий определений переводных множителей при скоростях ветра от 0 до 6 м/сек. Каждая серия состояла из 13—70 пар отсчетов. В дальнейшем для каждого из приборов вычислялись переводные множители, средние по всем сериям для одних и тех же скоростей ветра, и полученные значения наносились на график. Средние квадратичные отклонения отдельных значений переводных множителей от значения среднего для данной скорости ветра колебались в пределах от 3 до 9%. Результаты определения переводных множителей приборов в естественных условиях нанесены на график, представленный на рис. 2, в виде отдельных точек, по оси абсцисс отложены скорости ветра в метрах в секунду, по оси ординат — переводные множители. Цифры, стоящие около каждой из точек, означают число измерений, из которого вычислялось среднее значение.

Для сопоставления результатов исследования приборов в естественных условиях и в аэродинамической трубе на том же графике (рис. 2) нанесены кривые, рассчитанные по значениям переводных множителей при штиле, полученным в естественных условиях, и по значениям поправочных множителей, полученным для каждого из приборов в аэродинамической трубе. Переводные множители при штиле вычислялись как среднее из всех значений переводных множителей, полученных для данного прибора в естественных условиях, приведенных к штилевым условиям. Как видно из графиков, переводные множители, полученные в естественных условиях, хорошо совпадают с кривыми, рассчитанными по поправочным множителям, полученным в аэродинамической трубе. Это дает основание утверждать, что поправочные множители к показаниям приборов при ветре можно определять в аэродинамической трубе. Определять же поправочные множители в аэродинамической трубе целесообразнее, чем в естественных условиях, потому что метод этот более точен и значительно менее трудоемок. Так как поправочные множители зависят главным образом от соотношения теплоотдачи от приемных поверхностей в воздух и корпусу прибора, то нет оснований полагать, что со временем они будут меняться. Поэтому поправочные множители к показаниям прибора при ветре должны определяться в Бюро поверки при выпуске прибора и указываться в поверочном свидетельстве. В дальнейшем ими следует пользоваться как при наблюдениях, так и при определении переводного множителя прибора в естественных условиях.

Практически штилевые условия бывают редко, и градуировка прибора поэтому производится при разных скоростях ветра. В таких случаях значения переводных множителей, полученные при разных скоростях ветра, нужно привести к штилевым условиям, пользуясь поправочными множителями, указанными в поверочном свиде-

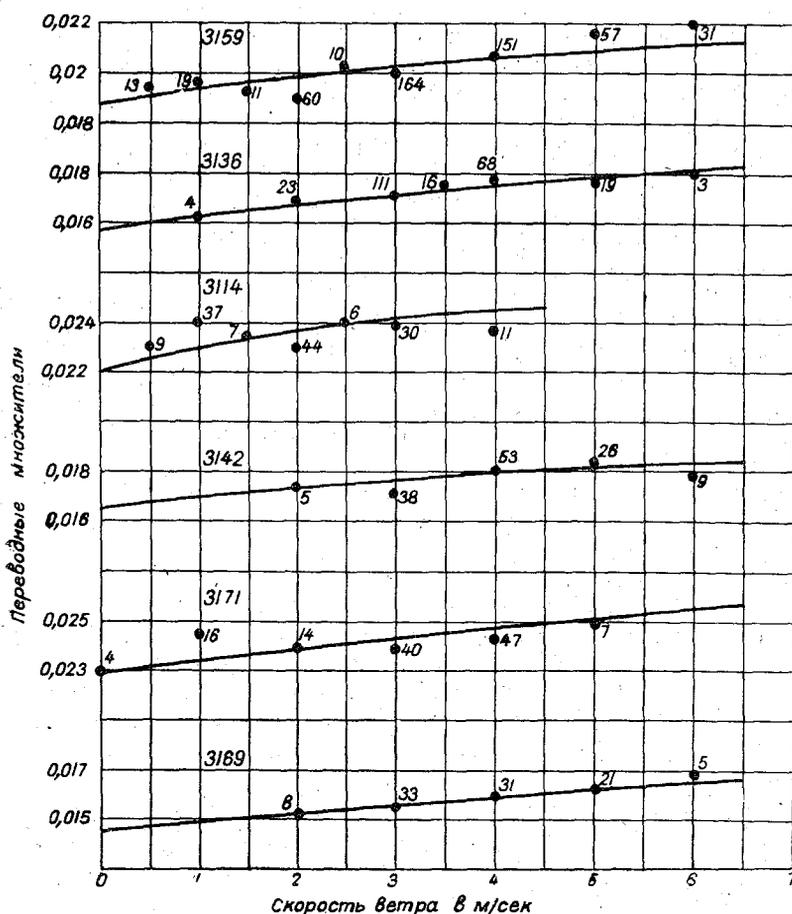


Рис. 2. Зависимость переводных множителей эффективных пиранометров и балансомеров от скорости ветра.

тельстве прибора. Переводной множитель при штиле вычисляется как среднее из всех значений переводных множителей, приведенных к штилевым условиям. Такой метод определения переводного множителя дает возможность при меньшем числе измерений получить более точный результат.

## О ПРОФИЛЯХ ВЕТРА В МЕЖПОЛОСНЫХ ЛЕСНЫХ КЛЕТКАХ

Одним из основных показателей метеорологической эффективности лесных полос является действие полос на ветер. Изменение лесными полосами скорости ветра не только непосредственно сказывается на режиме межполосных полей, но и изменяет интенсивность вертикального турбулентного обмена, влияющего на ряд факторов, от которых зависит урожай полей. Возникающие под влиянием лесной полосы изменения вертикального турбулентного обмена находятся в зависимости от скорости ветра в межполосном пространстве и от температурной стратификации, именно: в тех условиях, когда в вертикальном турбулентном обмене преобладающим является динамический фактор (при относительно большой скорости ветра и малом вертикальном температурном градиенте), с ослаблением ветра в межполосном пространстве ослабляется и турбулентное перемешивание и, наоборот, когда преобладает термический фактор (при большом вертикальном температурном градиенте и слабом ветре), с ослаблением ветра увеличивается интенсивность вертикального обмена.

Действие лесных полос различных конструкций на скорость проходящего сквозь них потока воздуха изучалось с давних пор. Найдены определенные закономерности изменения скорости ветра для различных расстояний от полос различных типов. Обычно эти закономерности отыскивались для потоков воздуха на высоте 2 м над поверхностью земли. Влияние лесных полос на вертикальный профиль ветра еще мало изучено. Учет этого влияния весьма существенен для решения вопросов, связанных с оценкой турбулентного состояния в нижнем слое атмосферы межполосных пространств, так как вертикальное распределение скорости ветра тесно связано с турбулентным состоянием атмосферы.

Для открытого пространства, над равниной, на основании обширного опытного материала рядом исследователей установлено три типа вертикального профиля ветра, соответствующих устойчивому, безразличному и неустойчивому равновесиям атмосферы. При безразличном равновесии вертикальный профиль ветра логарифмический: скорость ветра  $u$  на какой-нибудь высоте  $z$  выражается через скорость  $u_a$ , измеренную на какой-нибудь высоте  $z_a$ , таким образом:

$$u = u_a \frac{\ln \frac{z}{z_0}}{\ln \frac{z_a}{z_0}},$$

где  $z_0$  — характеристика шероховатости поверхности.

В условиях устойчивой и неустойчивой стратификаций атмосферы вертикальное распределение скорости ветра подчиняется степенным законам распределения с параметром распределения (показателем степени), принимающим значения от 0 до 1 при устойчивой и от —1 до 0 при неустойчивой стратификации атмосферы.

В условиях межполосной клетки вертикальный профиль ветра исследовался автором настоящей статьи [1] по данным наблюдений на северо-западе Европейской территории СССР в двух малых лесных клетках, окаймленных узкими, невысокими лесными полосами ажурной конструкции. Одна из этих клеток граничила с молодым лесом. Наблюдения в ней ставились при преобладавших направлениях

ветра со стороны этого леса. В другой клетке наблюдения производились при направлениях ветра со стороны ажурной лесной полосы. Площадки для наблюдений находились на расстояниях от полос, в 5—6 раз превышавших их высоту. Было обнаружено, что внутри лесной клетки имеется расслоение движущегося потока воздуха: нижний пограничный слой движется с замедленной скоростью. Скорости потока над этим нижним слоем не соответствуют профилю нижнего слоя. Они завышены.

В условиях температурной инверсии профиль нижнего потока степенной, в соответствии с профилем ветра на открытом месте в тех же условиях устойчивости атмосферы. При отсутствии температурной инверсии заметно влияние верхнего потока на распределение скоростей в нижнем слое. Верхний поток сообщает ускорение нижним слоям. В связи с этим правильное логарифмическое распределение скоростей внутри нижнего слоя наблюдается не только в условиях безразличного равновесия атмосферы, но и в довольно широких пределах неустойчивости равновесия. Влияние скорости верхнего потока распространяется вниз до тем более низкого уровня, чем сильнее неустойчивость равновесия атмосферы. При сильно неустойчивом равновесии внизу профиль искривлен, как и в открытом поле, но выше 2 м над поверхностью под влиянием верхнего потока наблюдается изгиб профиля в сторону увеличения скоростей.

В настоящей статье излагается результат построения профилей ветра по данным наблюдений Главной геофизической обсерватории летом 1951 г. в оазисе Каменной Степи (в юго-восточной части Европейской территории СССР).

Использованы данные наблюдений, проводившихся в лесной клетке Б-5 в поле под паром. Клетка эта расположена в южной части оазиса, с востока и запада окаймленной широкими (до 80 м ширины) многолетними лесными полосами почти непродуваемой конструкции, высотой около 25 м. Клетка Б-5, площадью около 25 га, своей восточной стороной граничила с почти непродуваемой полосой. Три остальные ее стороны были окаймлены слабopодуваемыми полосами ажурной конструкции, шириною около 50 м и высотой около 25 м. По углам в клетке между полосами были свободные пространства на расстояниях в 40—50 м. Наблюдения производились против середины северной полосы. Скорости ветра определялись в слое воздуха до 9 м высоты над поверхностью земли на двух площадках: в центре клетки и на расстоянии от северной полосы, равном двукратной средней высоте деревьев. От лесных полос, ограничивавших клетку с востока и запада, установки с измерительными приборами находились на расстоянии, равном 25-кратной высоте этих полос. Наблюдения производились на каждой площадке на пяти различных уровнях над поверхностью земли. Анемометры применялись контактные, с записью контактов на одном общем барабане для каждого анемометра отдельным пером. Скорости вычислялись средние за каждые 10 мин. записи.

Использовались дневные данные наблюдений за 12, 13, 14, 15 и 16 июля.

Во время наблюдений большую часть времени была сухая, малооблачная погода с температурой воздуха, доходившей до 30°, и с ветром скоростью в 2—3 м/сек. на высоте 2 м над поверхностью земли.

Ветры северных и южных направлений были редки и обладали очень малой скоростью, поэтому для построения профилей использованы лишь случаи ветра восточных и западных направлений, когда ветру приходилось преодолевать почти непродуваемые массивные лесные полосы.

Все данные наблюдений были распределены по группам по степени устойчивости равновесия нижнего слоя воздуха. За параметр устойчивости принималось отношение разности температур воздуха на уровнях 0,2 и 0,5 м над подстилающей поверхностью (черным паром) к квадрату скорости ветра на высоте около 2 м

над землей  $\left( \frac{t_{0,2} - t_{0,5}}{u_2^2} \right)$ . (Температура воздуха определялась с помощью аспирационного психрометра в горизонтальном положении). По средним значениям скорости каждой группы построены профили ветра в полулогарифмической системе координат.

В довольно широких пределах степени устойчивости равновесия воздуха профили ветра оказались весьма близкими друг к другу. Это дало возможность для центра поля построить лишь один профиль по всем средним значениям данных наблюдений (при среднем значении параметра устойчивости, равном 0,115) (см. табл. 2 и рис. 1 б.)

Вблизи лесной полосы, на расстоянии, двукратном средней ее высоты, скорость ветра была значительно слабее, чем в центре поля, вследствие затормаживающего действия полосы. В связи с этим неустойчивость равновесия атмосферы в ряде случаев принимала большие значения. Данные наблюдений в этой точке разбиты на три группы, причем оказалось возможным объединить в одну группу все случаи наблюдений при значениях параметра устойчивости, доходивших до 0,350. Результаты изображены в табл. 1 и на рис. 1 а.

Как видно из рисунка, в условиях неустойчивой стратификации вертикальное распределение скоростей ветра довольно хорошо удовлетворяет логарифмическому закону распределения в нижнем слое при всех значениях параметра, не превышающих 0,5. Лишь в самой верхней точке измерения наблюдаются завышенные скорости, и тем более завышенные, чем больше неустойчивость атмосферы. Профиль ветра группы случаев максимальной неустойчи-

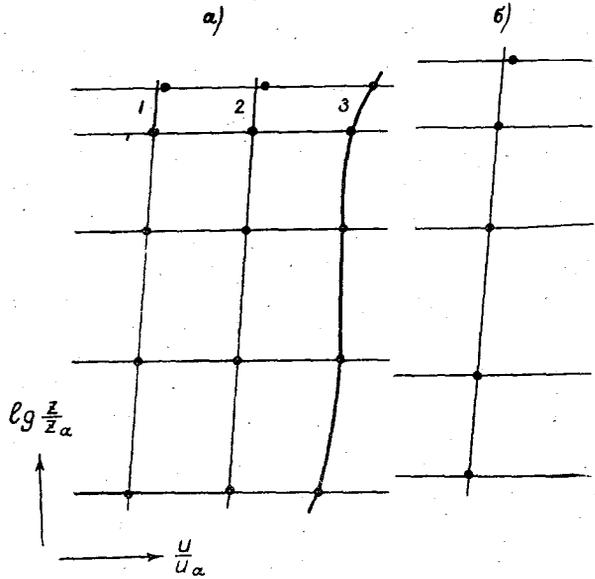


Рис. 1.

Таблица 1

Скорость ветра вблизи лесной полосы, параллельной потоку  
(на расстоянии, двукратном высоты полосы)

№	Число случаев	$\frac{t_{0,2} - t_{0,5}}{u_{2,3}^2}$			Скорость ветра (м/сек.) на уровнях (м)				
		от	до	среднее	0,2	0,7	2,3	5,8	8,7
1	33	0,051	0,350	0,212	1,88	2,18	2,36	2,47	2,74
2	6	0,351	0,500	0,404	1,57	1,77	1,91	2,03	2,36
3	12	больше	0,500	0,860	0,97	1,27	1,30	1,49	1,74

Таблица 2

В центре поля

Число случаев	$\frac{t_{0,2} - t_{0,5}}{u_{1,9}^2}$			Скорость ветра (м/сек.) на уровнях (м)				
	от	до	среднее	0,2	0,5	1,9	4,8	9,0
45	0,028	0,182	0,115	2,63	2,99	3,43	3,71	4,07

ности атмосферы  $\left( \frac{t_{0,2} - t_{0,5}}{u_{2,3}} > 0,5 \right)$  оказался искривленным: внизу с кривизной,

соответствующей неустойчивой стратификации, сверху с изгибом в сторону увеличения скоростей, причем завышенными оказались скорости не только в самой верхней точке измерений (8,7 м), но и в следующей по высоте (5,8 м).

Таким образом, в лесной клетке в Каменной Степи характер вертикального распределения скоростей ветра получился подобным характеру распределения в лесной клетке на северо-западе Европейской территории СССР.

Итак, согласно данным наблюдений в лесных клетках на северо-западе Европейской части СССР и в Каменной Степи, внутри лесных клеток, окаймленных ажурными или почти непродуваемыми лесными полосами, в зоне влияния лесных полос имеется закономерное вертикальное распределение скоростей ветра. В слое воздуха непосредственно у поверхности земли, более или менее мощном по высоте в зависимости от высоты лесной полосы, преодолеваемой ветром, и расстояния от нее, вертикальный профиль ветра подчиняется логарифмическому закону распределения в довольно широких пределах неустойчивости равновесия атмосферы.

Это обстоятельство упрощает вопрос о разработке метода оценки турбулентного обмена внутри лесной клетки, остающийся до сих пор еще нерешенным [1], и, кроме того, создает упрощенные условия для опытного изучения процесса турбулентного обмена.

Весьма мало внимания уделялось исследователями вопросу о затормаживающем действии лесной полосы на поток воздуха, движущийся параллельно полосе. В связи с этим по данным наблюдений в клетке Б-5 Каменной Степи были получены некоторые предварительные сведения о горизонтальном, нормальном к лесной полосе распределении скорости ветра для случая движения воздуха параллельно этой полосе. Оказалось возможным использовать для этой цели, в дополнение к данным наблюдений, проведенных на упомянутых двух площадках, еще несколько случаев регистрации скорости ветра на третьей площадке, на расстоянии от северной полосы, равном четырехкратной ее средней высоте. Отобрав лишь те случаи, когда направление ветра было параллельно северной лесной полосе, можно было изучать графически зависимость скорости ветра от расстояния от полосы, параллельной потоку. Построение ряда графиков в полулогарифмических координатах для разных уровней над поверхностью земли показало, что для высоты около 8 м над землей (при высоте лесной полосы около 25 м) горизонтальный профиль ветра удовлетворяет логарифмическому закону распределения, но уже на высоте 2 м над землей и ниже логарифмический горизонтальный профиль ветра наблюдается далеко не всегда. Это не сходится с выводом А. Р. Константинова, получившего логарифмический профиль ветра на уровне 1 м над землей по данным наблюдений Н. М. Горшенина [2]. Объяснение этому несогласию можно искать, во-первых, в том, что в клетке Б-5 в Каменной Степи на горизонтальное распределение скорости ветра, в особенности на нижних уровнях, не могло не повлиять свободное протекание воздушного потока сквозь незанятые лесными полосами пространства в углах клетки. Кроме того, сама подстилающая поверхность должна оказывать на горизонтальное распределение скорости ветра на нижних уровнях различное влияние в зависимости от характера этой поверхности и от погодных условий. Вопрос о горизонтальном распределении скоростей ветра внутри лесной клетки еще подлежит дальнейшему изучению.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Щербакова Л. Ф. Исследование влияния лесных насаждений на скорости ветра, радиационный баланс и турбулентный обмен в поле. Труды ГГО, вып. 29, 1952.
2. Константинов А. Р. Вопросы гидрометеорологической эффективности полезного лесоразведения. Гидрометеиздат, 1950, стр. 49.

## ОБ ОСОБЕННОСТЯХ МЕТОДИКИ ОБРАБОТКИ МАТЕРИАЛОВ НАБЛЮДЕНИЙ НАД ВЕТРОМ И ОСАДКАМИ НА ГОРНЫХ СТАНЦИЯХ

### Ветер

Оценка надежности материалов наблюдений над ветром на горных станциях встречает ряд затруднений из-за плохой сравнимости данных по соседним станциям. Ветровой режим на горных станциях, как известно, обуславливается в первую очередь окружающим рельефом. По характеру влияния рельефа на ветер горные станции можно разбить на две группы: на станции, расположенные в открытых условиях рельефа (вблизи вершин, на открытых для господствующих ветров склонах, на плато и т. п.), и на станции, расположенные в условиях замкнутого рельефа (в долинах, котловинах и т. п.). На станциях открытого типа ветровой режим в основном определяется ветрами свободной атмосферы. На станциях, расположенных в замкнутых условиях рельефа, ветровой режим в основном определяется местной циркуляцией. В последнем случае розы ветров, построенные по срокам наблюдений, хорошо отражают сменный характер направлений ветров соответственно горнодолинной циркуляции. Розы ветров для таких станций в большинстве случаев вытянуты по направлению долин. Но на ряде станций часто наблюдаются ветры, направление которых не соответствует строго направлению долины в месте расположения станции. Причиной этого, повидимому, является положение на пути долинного ветра крупных форм рельефа, оказывающих отклоняющее влияние на воздушный поток, движущийся вдоль долины. Это обстоятельство главным образом сказывается на ветрах, дующих в дневную часть суток и захватывающих большую толщу воздуха, благодаря перемешиванию его слоев в дневные часы.

Ввиду этого при оценке надежности наблюдений над направлением ветра на таких станциях недостаточно знать только основное направление долины. Необходимо иметь подробный план местоположения станции для учета возможностей отклонения долинного ветра.

Некоторую помощь при анализе материалов наблюдений над ветром в горных условиях может оказать сопоставление повторяемостей направления ветра с закрытостью горизонта по румбам. При применении этого способа контроля надо соблюдать осторожность, так как далеко не на всех станциях обнаруживается строгое соответствие между закрытостью горизонта и повторяемостью направлений ветра по румбам. В отдельных случаях горы, значительно закрывающие горизонт с какой-либо стороны, не являются препятствием для ветров. Воздушный поток может перевеливать через препятствия, образуя ветры фенового характера. Кроме того, склоны гор могут создавать условия для возникновения горных ветров местного происхождения. В результате на ряде станций не наблюдается хорошего соответствия между закрытостью горизонта и повторяемостью направлений ветров.

Ниже приводятся графики повторяемости направлений ветра для трех горных станций, дающих неплохую согласованность с графиками закрытости горизонта (рис. 1).

Для оценки качества наблюдений над направлением ветра для равнинных станций пользуются построением графиков повторяемости направлений ветра. Согласованность таких графиков по соседним станциям и с данными предыдущих

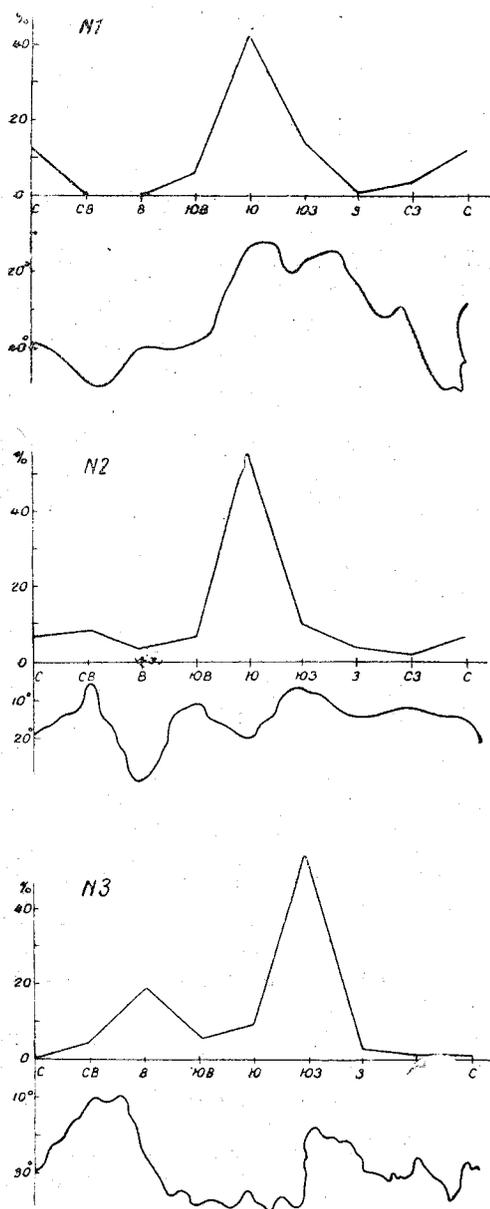


Рис. 1. Сопоставление закрытости горизонта с повторяемостью направления ветра на горных станциях.

№ 1—2 — Кавказ, № 3 — Средняя Азия.

чающийся в следующем. Сравниваются повторяемости направлений ветра за ночной и дневной сроки, т. е. за сроки, в которые бывают хорошо выражены горный и долинный ветры. Повторяемости берутся за весь теплый период года суммарно. Выразив повторяемости в процентах, находим для них разности по каждому румбу. Суммы положительных и отрицательных разностей для сменных ветров будут равны и выражают процент сменных ветров от общего числа всех ветров.

лет служит критерием надежности данных. Такие графики для условий равнинных станций строятся суммарно за все сроки наблюдений, так как распределение повторяемостей на этих станциях не имеет выраженного суточного хода. Иное положение мы имеем для условий горных станций. Благодаря затруднительности сравнения наблюдений по соседним станциям, особенное значение приобретает просмотр графиков повторяемости направлений ветра на каждой станции в отдельности. В этих случаях критерием надежности наблюдений является закономерность суточного хода повторяемости направлений ветра, лучше всего выявляемая построением графиков по отдельным срокам наблюдений.

В тех случаях, когда на станциях ведутся наблюдения не только в климатологические сроки, но и в синоптические, критическую оценку качества наблюдений можно производить по графикам суточного хода ветра по сменным направлениям. Для каждого из сменных направлений ветра строится кривая распределения повторяемости в течение суток. Обе кривые наносятся совмещенно на одном и том же графике. Если с увеличением или уменьшением числа повторяемости ветров одного из сменных направлений ветра соответственно уменьшается или увеличивается число повторяемости ветров другого направления, то это говорит о надежности просматриваемых данных. Такие графики строятся для теплого периода (V—IX), когда особенно резко выражен суточный ход повторяемости направлений сменных ветров. Ниже приводится такой график для одной из горных станций Средней Азии (рис. 2).

Для выяснения того, в какой степени ветровой режим рассматриваемой горной станции обуславливается сменной ветров местной циркуляции, можно применить несложный прием, заклю-

Ниже прилагается табл. 1 такого расчета для одной из горных станций, расположенной в долине горной реки. Большой процент (89) ветров местного происхождения вполне согласуется с расположением станции в горной долине.

Таблица 1

Повторяемость направлений ветра в сроки наблюдений  
1 и 13 час. за теплый период (V—IX)

Сроки наблюдений	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	0	Примечание
------------------	---	----	---	----	---	----	---	----	---	------------

Число случаев

1	1	3	1	1	8	116	4	1	19
13	1	11	104	13	9	0	1	0	15

Число случаев в процентах от общей суммы всех ветров

1	0	2	1	1	6	86	3	1	100%
13	1	8	75	9	6	0	1	0	100%
1—13	-1	-6	-74	-8	0	86	2	1	
			89%			89%			

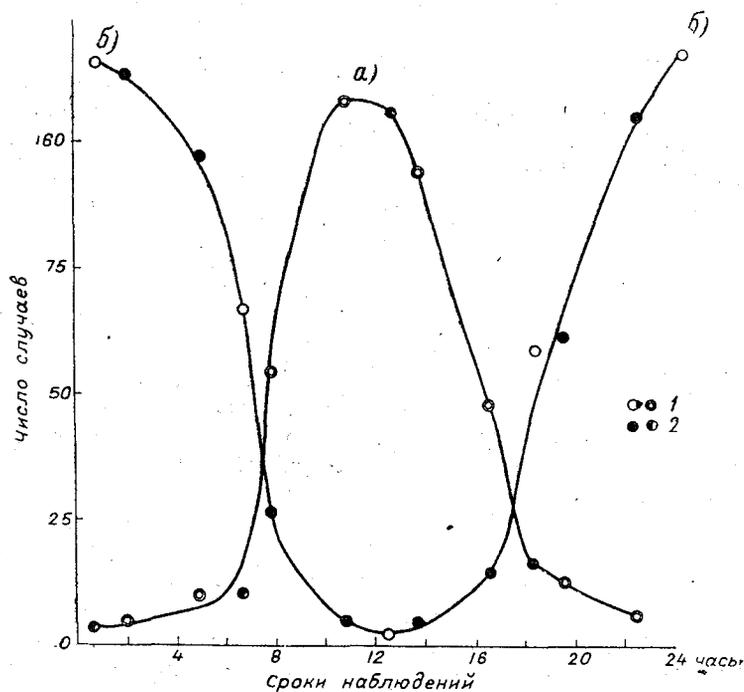


Рис. 2. Суточный ход повторяемости преобладающих направлений ветра на горной станции. Средняя Азия.

*а* — юго-западный ветер, *б* — восточный ветер; 1 — основные сроки наблюдений, 2 — дополнительные сроки наблюдений.

Что касается наблюдений над скоростью ветра с методической точки зрения, представляет интерес вопрос об ошибках в показаниях флюгера на горах в связи с уменьшением плотности с высотой. Критический просмотр материалов наблюдений

над скоростью ветра горных станций представляет не меньшие затруднения, чем оценка надежности данных о направлении ветра. Большие расхождения в скоростях ветра даже для станций, удаленных одна от другой на очень небольшие расстояния, но расположенных в различных условиях открытости места, известны. Поэтому в практике критического просмотра материалов наблюдений над скоростью ветра в основном базируются на сравнении с данными прошлых лет. Но отдельные группы станций, расположенные в однотипных условиях рельефа и с большим процентом ветров местного происхождения, как например горные станции, расположенные по одному и тому же склону хребта на различных высотах по долине одной и той же реки, при сравнении показывают неплохую согласованность данных по скорости ветра.

## Выводы

1. Методы наблюдений над ветром и их обработка должны ставить целью учет и дальнейшее изучение закономерностей ветрового режима в горных условиях, изучение местных ветров и изучение деформирующего влияния рельефа на ветры свободной атмосферы. С этой целью на некоторых горных станциях открытого типа, характерных по своему местоположению, наземные наблюдения над ветром должны быть дополнены регулярными шаропилотными наблюдениями. На станциях, расположенных в условиях замкнутого рельефа, недостаточно для изучения режима местных ветров наблюдений только в основные климатологические сроки (1, 7, 13, 19 час.), так как смена ветров приходится большей частью на время между этими сроками. На этих станциях необходимо иметь дополнительные наблюдения над временем смены ветров.

Для станций, на которых фиксация времени смены ветров не обеспечивается сроками наблюдений, необходимо ввести в программу наблюдений отметку наблюдателем времени смены ветров в ясные дни примерно один раз в декаду. Наблюдателям, хорошо знающим ветровой режим своей станции и приблизительное время смены ветров, не представляется большой трудности зафиксировать точно это время. Наиболее целесообразно было бы иметь на некоторых опорных станциях установки анемографов.

2. Методика обработки наблюдений над направлением ветра для станций, расположенных в условиях замкнутого рельефа, должна базироваться на закономерности суточного хода направления ветра на этих станциях и на детальном ознакомлении с условиями рельефа ближайшего окружения станции.

Отсюда критическая оценка надежности повторяемости направлений ветра должна производиться: а) на основании просмотра графиков повторяемостей, построенных по отдельным срокам, а не по суммарным за все сроки наблюдениям, как это рекомендовано в „Руководстве по обработке метеорологических наблюдений“, ГГО, 1945 г., б) при наличии дополнительных наблюдений (в синоптические сроки) на основании просмотра графиков суточного хода преобладающих направлений местных ветров, в) сопоставлением графиков повторяемостей направлений ветра с графиками закрытости горизонта, планом и описанием местоположения станции.

Выяснение характера ветрового режима, присущего рассматриваемой станции, производится определением процента сменных ветров (по данным наблюдений за ночные и дневные сроки).

При критической оценке качества наблюдений над скоростью ветра в основном надо базироваться на местоположение станций. В настоящее время можно говорить только о приближенном учете влияния местоположения на скорость ветра, в основном о наветренности и подветренности в отношении господствующих ветров.

Дать какие-либо уточненные рекомендации в этом отношении до того, как климатологи проведут типизацию станций по их защищенности, пока не представляется возможным.

## Осадки

Распределение осадков в горах представляет собой сложную картину и в основном определяется высотой места и условиями рельефа, экспозицией и крутизной склонов, защищенностью или открытостью места по отношению к влажным ветрам. В связи с этим картографическое сравнение данных по осадкам, лежащее в основе методики критического просмотра материалов наблюдений равнинных станций, для горных районов встречает затруднения. В настоящее время, благодаря изданию климатологических справочников с многолетними данными по осадкам и отдельных работ по осадкам, представляется возможным построить методику критического просмотра данных об осадках в горах на базе этого материала. Обработанные климатологические материалы показали ряд устойчивых закономерностей в распределении осадков в горах. Полученные закономерности могут быть использованы для критической оценки надежности наблюдений над осадками в горах. Для станций, расположенных по склонам гор, а таких станций большинство, при критическом просмотре материалов наблюдений над осадками (сумм осадков и числа дней) можно основываться на закономерности изменения осадков с высотой, подразделяя при этом станции на наветренные и защищенные. Кроме того, наличие климатологических норм по осадкам позволяет использовать при критическом просмотре данных отдельных месяцев или периодов отклонения их от норм, учитывая, что отклонения от норм более однородны в пространстве, чем абсолютное значение осадков.

На основании этих закономерностей можно рекомендовать следующую методику критического просмотра осадков горных станций. Подбирается группа станций, расположенных на разных высотах по одному склону хребта, и по многолетним данным строятся графики изменения осадков с высотой, отдельно по холодному и теплему периодам. На эти же графики наносятся количества осадков просматриваемого года. Если при этом будет получаться такое же изменение количества осадков с высотой, как и по многолетним данным, и отклонения от нормы будут одного и того же порядка, то это будет свидетельствовать о надежности просматриваемых данных. Выделившиеся величины должны быть проанализированы по ежедневным данным, при этом обращается особое внимание на тип местоположения станции (открытый или защищенный), количество метелей и в теплое время года на осадки ливневого характера. В тех случаях, когда для просматриваемой станции нет норм осадков, ее данные также наносятся на график и просматривается их согласованность с данными других станций, нанесенных на график.

Ниже приводятся графики, построенные для групп станций, расположенных на наветренных и подветренных склонах одного из горных хребтов (рис. 3, 4). Графики построены отдельно для теплого и холодного периодов. Каждый график характеризует изменение количества осадков с высотой по многолетним данным и отклонения от норм для рассматриваемого года. Пределы высот станций на наветренном, южном, склоне от 404 до 2380 м, на подветренном, северном, склоне от 2380 до 1142 м. На графике хорошо видно по многолетним данным увеличение осадков с высотой. Некоторое исключение представляет станция № 6 для теплого периода и станция № 11 для холодного. Несогласованность станции № 6, на которой не было отмечено увеличение осадков с высотой за теплый период (по сравнению со станцией № 13), объясняется, по видимому, расположением ее в котловине среди гор и сравнительной удаленностью от остальных станций.

Тенденция к уменьшению осадков в областях, окруженных со всех сторон горами, отмечалась рядом исследователей (Н. Г. Николаев, А. Н. Лебедев). Уменьшение осадков на станции № 11 для холодного периода может быть объяснено расположением ее на перевале и вследствие этого сносом осадков ветром. На северном склоне, защищенном от влажных ветров, количество осадков значительно меньше, но закономерное увеличение осадков с высотой выступает также четко. Нанесенные на эти графики количества осадков за 1914 г. для тех же станций располагаются аналогично многолетним данным, показывая увеличение осадков

с высотой и уменьшение их на подветренном склоне. Почти все станции дают отклонение от нормы в одну сторону и одного порядка (выше нормы для теплого и ниже для холодного периода).

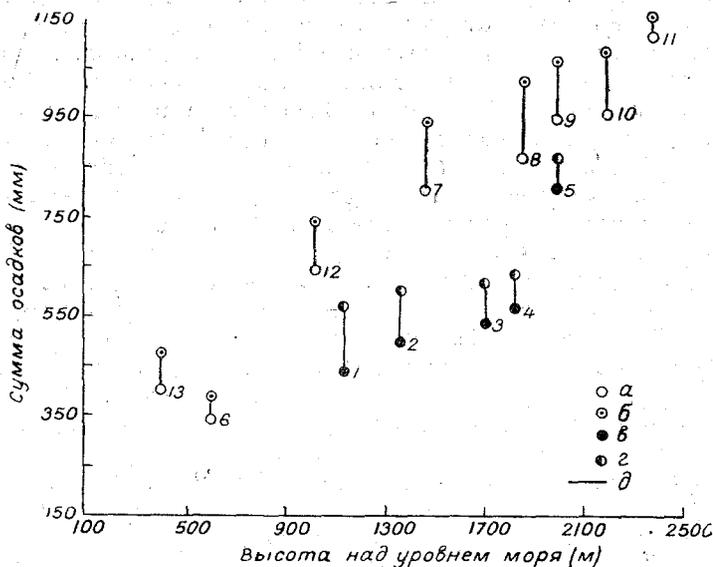


Рис. 3. Изменение количества осадков с высотой места. Наветренный и подветренный склоны одного из горных хребтов. Теплый период.

*а* — многолетние данные, наветренный склон, *б* — данные 1914 г., *в* — многолетние данные, подветренный склон, *г* — данные 1914 г., *д* — отклонения. Цифры 1, 2, 3... — нумерация станций.

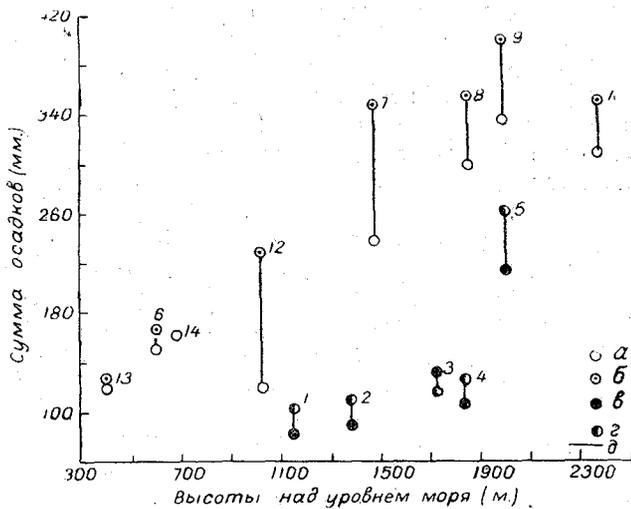


Рис. 4. Изменение количества осадков с высотой места. Наветренный и подветренный склоны одного из горных хребтов. Холодный период.

*а* — данные 1914 г., *б* — многолетние данные, наветренный склон, *в* — данные 1914 г., *г* — многолетние данные, подветренный склон, *д* — отклонения. Цифры 1, 2, 3... — нумерация станций.

Станция № 14 (не имеющая нормы) также хорошо уложилась на графике. Преувеличение осадков на станции № 3 (холодный период), как выяснилось при детальном просмотре ежедневных данных, получилось за счет марта месяца. В этом месяце отмечены большие осадки и метели. Преуменьшенное количество

осадков на станции № 12 (холодный период) связано с неудовлетворительным качеством наблюдений в ноябре месяце.

При просмотре осадков надо иметь в виду, что в ряде случаев картина распределения осадков с высотой будет более сложной, чем приведенная выше, в связи с особенностями местоположений отдельных станций. Обычное деление горных склонов на наветренные и подветренные еще недостаточно для установления особенностей распределения осадков. Необходим более детальный учет местных условий станции для их типизации по степени защищенности и открытости. Эта работа должна быть выполнена климатологами при составлении климатических описаний. Ориентировочно учет местных особенностей станции в отношении осадков может быть сделан и специалистами обработки путем детального ознакомления с описанием местоположения.

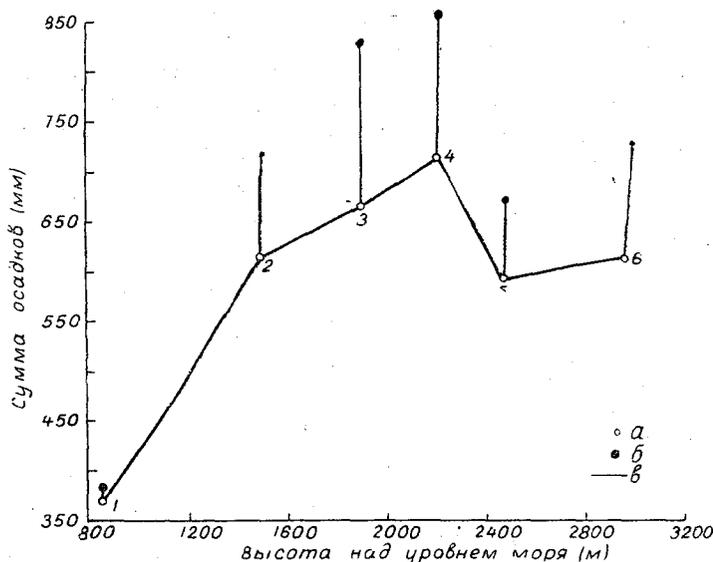


Рис. 5. Изменение количества осадков с высотой места. Северный склон одного из горных хребтов. Теплый период.

а — многoletние данные, б — данные 1949 г., в — отклонения. Цифры 1, 2, 3... — нумерация станций.

Примером того, насколько сложно может быть распределение осадков по высоте, служит приводимый график изменения количества осадков с высотой, построенный на основании многoletних данных для группы станций, расположенной на северном склоне одного из горных хребтов (рис. 5). Станции взяты в пределах высот 800—3000 м. По многoletним данным для теплого периода количество осадков увеличивается до высоты 2200 м. При переходе от станции № 4 к станции № 5 количество осадков уменьшается, а на станции № 6 количество осадков хотя и возрастает по отношению к станции № 5, но остается значительно меньшим, чем на станциях, расположенных ниже по склону. Уменьшение количества осадков на обеих этих станциях объясняется их местоположением. Станция № 5 расположена в котловине, станция № 6 — в более узкой, верхней части долины реки и защищена высокими горами от западных ветров, приносящих осадки. Нанесенные на график для контроля суммы осадков за теплый период 1949 г. повторяют такое же изменение осадков по высоте, какое дают и многoletние данные. Отклонение от нормы на всех станциях одного порядка. Такое согласование с многoletними данными свидетельствует о надежности контролируемых осадков. 1949 г.

Изложенным выше методом сопоставления с многoletними данными можно пользоваться и для контроля числа дней с осадками, так как последние в основном повторяют характер распределения сумм осадков по высоте. При контроле

числа дней с осадками надо опираться на дни с более крупными осадками, начиная с 0,5 мм, так как числа дней с мелкими осадками менее устойчивы из-за большей возможности выдувания и надувания небольших осадков, а также осаджения осадков из тумана и от наземных гидрометеоров, очень интенсивных в горных условиях.

Коснемся попутно вопроса о рационализации постановки самих наблюдений над осадками в горах. Это касается в основном следующих вопросов:

- 1) измерения осадков в труднодоступных районах;
- 2) устранения недочетов существующих дождемеров в отношении надувания и выдувания осадков, особенно сильно сказывающихся в горных условиях, благодаря сильным ветрам;
- 3) рационального размещения станции для наилучшей характеристики распределения осадков в горах;
- 4) учета осадков, образующихся от наземных гидрометеоров, ввиду большой их повторяемости и интенсивности в горах.

Что касается первых двух вопросов, то разрешение их идет по линии усовершенствования и увеличения числа установок суммарных дождемеров, а также и внедрения на сеть горных станций осадкомеров с планочной защитой системы Третьякова.

Существующее размещение сети горных станций носит, в известной мере, случайный характер и во многих случаях не обеспечивает получения данных о распределении осадков по высоте и расчет плювиометрических градиентов. Распределение осадков в горах определяется высотой места и характером местоположения станций, в основном степенью его открытости или защищенности к влажным ветрам. Для каждого изучаемого отдельного горного района сеть станций должна представлять собою самостоятельную систему дождемерных пунктов, установленных вдоль склона по высоте, и дополнительных пунктов в местах с особым местоположением, например для наветренных склонов в местах, защищенных от ветра, и т. п.

Некоторое представление о возможном количестве осадков от наземных гидрометеоров можно получить, исходя из данных, полученных проф. Г. Н. Высоцким в Велико-Анадольском лесничестве. По подсчетам проф. Высоцкого, в условиях слабопересеченной местности в лесу от каждого слоя изморози образуется от 0,7 до 1,6 мм осадков.

Ввиду того что в горных районах как число случаев с изморозью, так и ее интенсивность значительно больше, чем в равнинных условиях, можно предполагать, что доля неучтенных осадков от наземных гидрометеоров является значительной и представляющей практический интерес.

#### Выводы

1. Ввиду того что в горных районах пространственное распределение осадков очень сложно, сравнение данных по группам соседних станций, как это принято при обработке для равнинных районов, затруднено.

2. Полученные климатологические закономерности распределения осадков в горах и выпуск из печати климатологических справочников позволяют использовать при критическом контроле, вместо карт, графики изменения осадков с высотой и отклонения от норм.

Эти же графики и отклонения от норм (ближайших станций) могут быть использованы и при критическом контроле данных станций, не имеющих еще норм осадков.

3. Вопрос рационального размещения дождемерных пунктов в горах является вопросом первоочередной важности. Проект рационального размещения станций может быть разработан только после проведения климатологами работ по типизации станций в отношении их защищенности или открытости влажным ветрам.

4. Ввиду большого количества наблюдающихся на горах отложений наземных гидрометеоров, необходима опытная постановка наблюдений над количеством осадков от наземных гидрометеоров на одной из геофизических горных обсерваторий.

## ПОГРЕШНОСТИ ИЗМЕРЕНИЯ МЕНЯЮЩИХСЯ ВО ВРЕМЕНИ ТЕМПЕРАТУР ВОЗДУХА ИНЕРЦИОННЫМИ ТЕРМОМЕТРАМИ

При точных измерениях температуры, достаточно быстро меняющейся во времени, необходим учет погрешностей, получающихся вследствие инерционности термометров. В некоторых случаях важен также предварительный расчет наиболее приемлемой инерционности в зависимости от заданных требований по точности и условиям измерения. Однако до сего времени это делалось для ограниченного числа частных случаев, когда изменение температуры во времени следует некоторым простым закономерностям. В настоящей статье приводится ряд выводов, на основании которых указанные выше расчеты становятся возможными для более общих случаев изменения температуры во времени.

Дифференциальное уравнение, выражающее скорость изменения показаний термометра в зависимости от разности температур среды и термометра и инерционности термометра, получается на основании зависимостей

$$dQ_1 = cm dt, \quad (1)$$

$$dQ_2 = -hS(t - \theta) d\tau, \quad (2)$$

где  $c$  — средний коэффициент удельной теплоемкости термометра;  $m$  — масса термометра (термоприемника);  $\tau$  — время;  $h$  — коэффициент внешнего теплообмена термометра между термометром и средой;  $S$  — поверхность термометра, через которую осуществляется теплообмен между термометром и средой;  $t$  — температура (показания) термометра;  $\theta$  — температура среды;  $dQ_1$  — количество тепла, необходимое для изменения температуры термометра на  $dt$  градусов;  $dQ_2$  — количество тепла, которое термоприемник получает за время  $d\tau$ , вследствие теплообмена при разности температур термометра и среды  $t - \theta$ .

Если  $dt$  — изменение температуры термометра за время  $d\tau$ , а потеря тепла на испарение отсутствует,<sup>1</sup> то  $dQ_1 = dQ_2$ , что дает на основании (1) и (2) интересное нас уравнение в виде

$$\frac{dt}{d\tau} = -\frac{1}{\lambda}(t - \theta), \quad (3)$$

где  $\lambda = \frac{hS}{mc}$  — коэффициент термической инерции термометра, зависящей от физических свойств термометра и среды.

Хотя влияние различных факторов на коэффициент инерции  $\lambda$  нельзя считать полностью изученным, однако с достаточным приближением можно принять, что  $\lambda$  для данного термометра в воздухе зависит только от скорости движения воздуха вблизи термоприемника и обратно пропорциональна корню квадратному из

<sup>1</sup> Потеря тепла за счет испарения может иметь, например, место при измерении температуры воздуха в облаках и туманах, когда термоприемник смачивается осевшими каплями и затем с поверхности термометра вода испаряется.

скорости обтекания термометра воздухом. Обычно, для небольших интервалов скорости,  $\lambda$  считают постоянной величиной.

Вид решения уравнения (3) зависит от характера изменения температуры воздуха  $\theta$  во времени. Известны решения для случаев, когда температура воздуха постоянна, когда она линейно меняется во времени и когда она является простой гармонической функцией времени.

Мы здесь разберем более общий случай, весьма часто встречающийся при измерении температуры воздуха в атмосфере, когда температура непрерывно меняется, колеблясь произвольным образом около среднего значения  $\theta_0$ . Наблюдаемые в атмосфере колебания температуры зависят от характера турбулентности в момент производства наблюдений. Но каков бы ни был характер этих колебаний, они всегда с достаточной точностью могут быть представлены рядом Фурье.

Допустим, что

$$\theta = \theta_0 + \sum_{n=1}^{\infty} A_n \cos n\omega\tau + B_n \sin n\omega\tau, \quad (4)$$

где  $A_n$  и  $B_n$  — амплитуды отдельных гармоник.

Для этого случая уравнение (3) примет вид

$$\frac{dt}{d\tau} = -\frac{1}{\lambda}(t - \theta_0) + \frac{1}{\lambda} \sum_{n=1}^{\infty} A_n \cos n\omega\tau + B_n \sin n\omega\tau. \quad (3a)$$

Вводя новую переменную  $y = t - \theta_0$ , будем искать общее решение уравнения (3a) в виде  $y = y_1 + y_2$ , где  $y_1$  есть решение однородного уравнения

$$\frac{dy_1}{d\tau} = -\frac{1}{\lambda}(y_1 - \theta_0)$$

или для новой переменной

$$\frac{dy_1}{d\tau} = -\frac{1}{\lambda}y_1,$$

а  $y_2$  есть частное решение уравнения (3a).

Решение однородного уравнения имеет вид

$$y_1 = Ce^{-\tau/\lambda},$$

где  $C$  — постоянная интегрирования.

Частное решение будем искать в виде ряда

$$y_2 = \sum_{n=0}^{\infty} a_n \cos n\omega\tau + b_n \sin n\omega\tau.$$

Подставляя его в уравнение (3), имеем

$$\begin{aligned} \sum_{n=0}^{\infty} -n\omega a_n \sin n\omega\tau + n\omega b_n \cos n\omega\tau = & -\frac{1}{\lambda} \sum_{n=0}^{\infty} a_n \cos n\omega\tau + \\ & + b_n \sin n\omega\tau + \frac{1}{\lambda} \sum_{n=0}^{\infty} A_n \cos n\omega\tau + B_n \sin n\omega\tau. \end{aligned}$$

Здесь  $a_n$  и  $b_n$  — амплитуды гармоник температурных колебаний термометра. Сравнение коэффициентов при одинаковых гармониках дает равенства

$$-a_n n\omega = -\frac{b_n}{\lambda} + \frac{B_n}{\lambda},$$

$$b_n n\omega = -\frac{a_n}{\lambda} + \frac{A_n}{\lambda},$$

откуда

$$a_n = \frac{A_n - B_n K_n}{1 + K_n^2}, \quad (5)$$

$$b_n = \frac{A_n K_n + B_n}{1 + K_n^2}, \quad (6)$$

где  $K_n = n\omega\lambda$ .

Равенства (5) и (6) устанавливают зависимость амплитуд гармоник температурных колебаний термометра и амплитуд соответствующих гармоник температурных колебаний среды.

Коэффициент  $K_n$ , входящий в эти зависимости, является относительным коэффициентом инерции термометра, величина которого растет с увеличением частоты колебания температуры. После подстановки значений  $a_n$  и  $b_n$  частное решение уравнения (3а) принимает следующий вид:

$$y_2 = \sum_{n=0}^{\infty} \frac{A_n - B_n K_n}{1 + K_n^2} \cos n\omega\tau + \frac{A_n K_n + B_n}{1 + K_n^2} \sin n\omega\tau.$$

Общее решение в первоначальных переменных есть

$$t - \theta_0 = Ce^{-\tau/\lambda} + \sum_{n=0}^{\infty} \frac{A_n - B_n K_n}{1 + K_n^2} \cos n\omega\tau + \frac{A_n K_n + B_n}{1 + K_n^2} \sin n\omega\tau.$$

$C$  определяется из начальных условий при  $\tau = 0$ ,  $t = t_0$ :

$$C = t_0 - \theta_0 - \sum_{n=0}^{\infty} \frac{A_n - B_n K_n}{1 + K_n^2}.$$

Окончательно получаем

$$t - \theta_0 = \left( t_0 - \theta_0 - \sum_{n=0}^{\infty} \frac{A_n - B_n K_n}{1 + K_n^2} \right) e^{-\tau/\lambda} + \sum_{n=0}^{\infty} \frac{A_n - B_n K_n}{1 + K_n^2} \cos n\omega\tau + \frac{A_n K_n + B_n}{1 + K_n^2} \sin n\omega\tau. \quad (7)$$

Через значительный промежуток времени (при достаточно большом  $\tau$ )

$$t - \theta_0 = \sum_{n=0}^{\infty} \frac{A_n - B_n K_n}{1 + K_n^2} \cos n\omega\tau + \frac{A_n + K_n B_n}{1 + K_n^2} \sin n\omega\tau \quad (7a)$$

или

$$t - \theta_0 = \sum_{n=0}^{\infty} \sqrt{\frac{A_n^2 + B_n^2}{1 + K_n^2}} \cos(n\omega\tau - \alpha_n), \quad (7b)$$

где

$$\alpha_n = \arctg \frac{A_n K_n + B_n}{A_n - B_n K_n}. \quad (8)$$

В результате каждого измерения получают значения  $t$  (показания термометра), в то время как значения  $\theta$  (измеряемая температура среды) остаются неизвестными.

Для вычисления  $\theta$  можно пользоваться полученными формулами, определяя  $a_n$  и  $b_n$  как коэффициенты ряда Фурье, построенного на последовательных отчетах показаний термометра ( $t$ ).

Тогда, на основании (4), (5), (6) и (7а) получаем

$$\theta = \theta_0 + \sum_{n=1}^{\infty} (b_n K_n + a_n) \cos n\omega\tau + (b_n - a_n K_n) \sin n\omega\tau, \quad (9)$$

$$t = \theta_0 + \sum_{n=1}^{\infty} a_n \cos n\omega\tau + b_n \sin n\omega\tau. \quad (10)$$

Иногда удобнее пользоваться этими уравнениями, переписанными в виде

$$\theta = \theta_0 + \sum_{n=0}^{\infty} \sqrt{(1 + K_n)^2 (a_n^2 + b_n^2)} \cos (n\omega\tau - \varphi_n), \quad (9a)$$

где

$$\varphi = \arctg \frac{b_n - a_n K_n}{b_n K_n + a_n},$$

$$t = \theta_0 + \sum_{n=0}^{\infty} \sqrt{(a_n^2 + b_n^2)} \cos (n\omega\tau - \psi_n), \quad (10a)$$

где

$$\psi_n = \arctg \frac{b_n}{a_n}.$$

Таким образом, отдельные гармоники, полученные из показаний термометра, сдвинуты по фазе относительно соответствующих гармоник колебаний измеряемой температуры на угол

$$\Phi = \varphi - \psi,$$

где

$$\Phi = \arctg \frac{b_n - a_n K_n}{b_n K_n + a_n} - \arctg \frac{b_n}{a_n},$$

$$\Phi = \arctg \left( -K \frac{a_n^2 + b_n^2}{a_n^2 - b_n^2 + 2a_n b_n K_n} \right). \quad (11)$$

Амплитуды колебаний показаний термометра в  $\sqrt{1 + K_n^2}$  раз меньше соответственных амплитуд колебаний измеряемой температуры воздуха. Коэффициенты, входящие в уравнения (9) и (10), после измерения могут быть вычислены. Таким образом, могут быть вычислены и истинные значения температуры. Полученные результаты позволяют сделать ряд практических выводов. Для иллюстрации в виде примеров рассмотрим некоторые частные случаи.

**Пример 1.** В результате измерений, выполненных инерционным термометром, получены значения (или запись) температуры. На основании полученных значений (или записи) нужно установить действительно имевшее место распределение температуры за время измерений. На рис. 1 точками на ломаной линии 1 нанесены показания термометра аспирационного психрометра, полученные в Ташкенте в октябре месяце в дневные часы.<sup>1</sup> Полученный в результате этих измерений ход температуры воздуха (вернее термометра) может быть представлен суммой:

$$t = 30,1 + 0,280 \cos \omega\tau - 0,458 \sin \omega\tau - 0,071 \cos 2\omega\tau - 0,648 \sin 2\omega\tau + 0,15 \cos 3\omega\tau - 0,204 \sin 3\omega\tau - 0,038 \cos 4\omega\tau - 0,080 \sin 4\omega\tau, \quad (12)$$

где

$$\omega = \frac{2\pi}{T}, \quad T = 180 \text{ сек.}$$

<sup>1</sup> В качестве примера для рассмотрения взято одно из наблюдений, выполненных проф. М. И. Гольцманом в октябре 1935 г. в Ташкенте [1].

Кривая 2 (рис. 1), построенная на основании (12), с достаточной точностью совпадает с экспериментальной кривой. Расхождения между обеими кривыми несколько превышают принятую точность измерения ( $\pm 0,1^\circ$ ) только лишь в нескольких точках. Среднее квадратичное отклонение значений температуры по

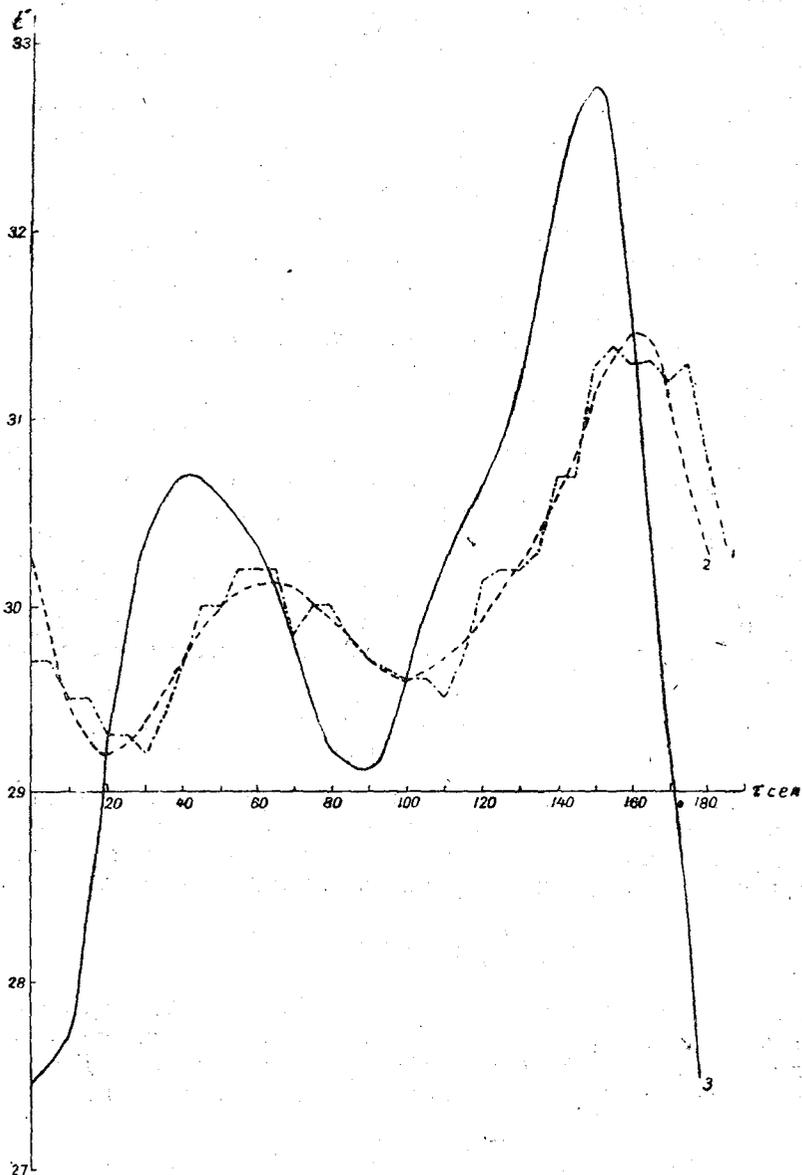


Рис. 1.

кривой 2 от показаний термометра по всему интервалу составляет  $\pm 0,19^\circ$ . Приняв коэффициент инерции термометра аспирационного психрометра  $\lambda = 30$  сек. (при работающем аспираторе психрометра), вычислим действительное распределение температуры, для чего подставим сумму (12) в уравнение (9). В результате вычислений получаем

$$\theta = 30,1 - 0,200 \cos \omega t - 0,751 \sin \omega t - 1,428 \cos 2\omega t - 0,499 \sin 2\omega t - \\ - 0,626 \cos 3\omega t - 0,251 \sin 3\omega t - 0,373 \cos 4\omega t - 0,079 \sin 4\omega t. \quad (13)$$

Кривая 3 (рис. 1), построенная на основании уравнения (13), отображает действительный ход температуры воздуха в рассмотренном интервале времени.

Из сравнения кривых 1 и 3 видно, насколько показания термометра отличались от действительно имевшей место температуры воздуха в моменты производства отсчетов по термометру. Погрешность измерения многократно превышает точность измерения  $\pm 0,1^\circ$ , принятую в метеорологии. В рассмотренном случае максимальные отклонения достигают  $3^\circ$ , а среднеквадратичное отклонение во всем интервале равно  $\pm 1,9^\circ$ .

**Пример 2.** Целью измерения температуры воздуха на метеорологической станции при помощи психрометрических термометров является получение среднего значения температуры воздуха, отнесенное к моменту наблюдений. Измерение температуры производится с точностью  $\pm 0,1^\circ$ . Известно, что в атмосфере имеются пульсации температуры воздуха около среднего значения, которые по амплитуде значительно превосходят заданную точность измерения средней температуры. Повидимому, эти колебания температуры воздуха должны вызвать и колебания показаний (температуры) термометра.

На основании полученных нами результатов покажем, что всегда возможно выбрать термометр с достаточно большим коэффициентом инерции, который измерял бы среднюю температуру с заданной точностью, автоматически исключая погрешности, вносимые пульсациями температуры воздуха. При этом необходимо только одно условие, а именно:  $T_n$  — период отдельных колебаний температуры около среднего значения должен быть во много раз меньше, чем  $T_c$  — период колебания (изменения) самой средней температуры ( $T_n \ll T_c$ ).

Пусть известно, что в воздухе наблюдаются колебания температуры около среднего значения с амплитудами отдельных гармоник  $A_n$  и  $B_n$  и периодом  $T_n$ .

Определим, какую максимальную погрешность в определении средней температуры можно ожидать вследствие воздействия  $n$ -ой гармоники на показания термометра. Согласно (76), максимальное значение  $\Delta\theta_n$  достигается при  $\cos(n\omega t - \alpha) = 1$  и равно

$$\Delta\theta_n = \sqrt{\frac{A_n^2 + B_n^2}{1 + K_n^2}} \quad (14)$$

Погрешность  $\Delta\theta_n$  можно заранее задать сколь угодно малой величиной соответственным выбором коэффициента инерционности термометра, который определяется из уравнения (14), после подстановки вместо  $K_n$  его значения. Коэффициент инерции, удовлетворяющий заданной точности, будет равен

$$\lambda = \frac{T_n}{2\pi \Delta\theta_n} \sqrt{A_n^2 + B_n^2 - \Delta\theta_n^2} \quad (15)$$

Определим погрешность измерения температуры воздуха термометром такой инерционности при измерении суточных колебаний температуры. Эти суточные колебания температуры могут быть представлены рядом Фурье. Для  $n$ -ой гармоники суточных колебаний погрешность измерения получится равной

$$\Delta\theta_c = t - \theta_{oc} = \sum_{n=0}^{\infty} \sqrt{\frac{A_{nc}^2 + B_{nc}^2}{1 + K_{nc}^2}} \cos(n\omega t - \alpha),$$

где  $\Delta\theta_c$  — среднесуточная температура,  $K_{nc}$  — относительный коэффициент инерции для суточных колебаний.

$K_{nc}$  определяется по вычисленному значению  $\lambda$  на основании (15):

$$K_{nc} = \frac{T_n}{T_{nc} \Delta\theta_n} \sqrt{A_n^2 + B_n^2 - \Delta\theta_n^2} = \frac{\lambda}{2\pi T_c} \quad (16)$$

$A_n$  и  $B_n$  — амплитуды гармоник суточных колебаний температуры.

Для наглядности приведем численный пример для одной гармоники. Пусть известно, что максимальные амплитуды колебания температуры около среднего значения

для этой гармоники  $A_1 = B_1 = 1^\circ$ , период этих колебаний  $T_1 = 200$  сек., суточный ход температуры  $40^\circ$ . Техническими требованиями задается, что отклонения показаний термометра от средних значений температуры воздуха не должно превосходить  $\pm 0,1^\circ$ . Допустим также, что суточный ход температуры следует закону

$$\theta = \theta_{0c} + A_c \cos \frac{2\pi}{T_c} t,$$

где  $\theta_{0c}$  — среднесуточная температура воздуха.

Тогда на основании (76)

$$t = \theta_{0c} + \frac{A_c}{\sqrt{1+K_c^2}} \cos \left( \frac{2\pi t}{T_c} - \alpha \right),$$

где  $\frac{A_c}{\sqrt{1+K_c^2}} = a_c$  — амплитуда суточных колебаний температуры по показаниям термометра.

Сдвиг фазы показаний термометра относительно действительного хода температур на основании (8) равен

$$\alpha = \arctg K_c.$$

Подставляя в (15) заданные величины, получаем

$$\lambda = \frac{200}{2\pi \cdot 0,1} \sqrt{1+1-0,01},$$

$$\lambda = 445 \text{ сек.}, \lambda \cong 7,5 \text{ мин.}$$

Вычислим, какую погрешность в измерении средней температуры воздуха вызовет такая инерционность термометра. Относительная погрешность равна

$$\delta = \left( 1 - \frac{a_c}{A_c} \right) 100\%$$

или

$$\delta = \left( 1 - \frac{1}{\sqrt{1+K_c^2}} \right) 100\%.$$

$K_c$  — вычисляется подстановкой заданных значений и вычисленного  $\lambda$  в уравнение (16):

$$K_c = \frac{445}{2\pi \cdot 24 \cdot 60 \cdot 60} = 0,032$$

и

$$\delta = \left( 1 - \frac{1}{\sqrt{1+(0,032)^2}} \right) 100\% = 0,09\%.$$

Абсолютная погрешность

$$\Delta\theta_c = A_c \delta = 20 \cdot 0,09,$$

$$\Delta\theta_c = 0,02^\circ.$$

Отставания в показаниях термометра

$$\alpha = \arctg K_c, \alpha = \arctg 0,032, \alpha = 1^\circ 50',$$

что соответствует во времени

$$\frac{24 \cdot 60 \cdot 1^\circ 50'}{360^\circ} = 7 \text{ мин.}$$

Таким образом, если на метеорологической станции пользоваться термометром с коэффициентом инерции 7,5 мин., то средняя температура воздуха при принятых условиях будет изменяться с точностью  $\Delta\theta_c = 0,02^\circ$ , показания термометра будут запаздывать относительно действительного хода температуры воздуха на 7 мин., при этом погрешности, вносимые пульсациями температуры с периодом 200 сек. и менее и амплитудой менее  $1^\circ$ , будут значительно ниже допуска  $\pm 0,1^\circ$

Заметим, что для частного случая, когда изменение температуры воздуха следует закону

$$\theta = \theta_0 + A \cos \frac{2\pi\tau}{T},$$

то при  $T \gg \lambda$  сдвиг фаз в показаниях термометра и измеряемой температуры равен коэффициенту инерции термометра  $\lambda$ .

Действительно, при  $T \gg \lambda$

$$\alpha = \arctg K = K \quad \text{и} \quad t - \theta_0 = A \cos \frac{2\pi}{T}(\tau - \lambda).$$

На основании этого видно, что в настоящее время на метеорологических станциях при измерении температуры воздуха психрометрическими термометрами с коэффициентом инерции около 200 сек. ( $\lambda = 200$  сек.) имеется сдвиг во времени около трех минут между показаниями термометра и соответствующими значениями температуры воздуха; поэтому указания наставлений о производстве отсчетов по психрометрическому термометру точно в срок являются, повидимому, необоснованными, вернее было бы производить отсчеты по термометрам через 3—4 мин. после наступления срока.

В ряде случаев не имеет смысла также принятая точность измерения  $\pm 0,1^\circ$ ; так, например, при наличии колебаний температуры такого типа, как рассмотрено в численном примере (гармоники с  $A_n = B_n = 1^\circ$ ,  $T_n = 200$  сек.), погрешности в определении средней температуры окажутся на основании уравнения (14) равными

$$\Delta\theta_n = \sqrt{\frac{1+1}{1 + \left(\frac{2\pi \cdot 200}{200}\right)^2}}, \quad \Delta\theta_n = 0,22 = 0,2^\circ.$$

Здесь погрешность в 2 раза превышает заданную точность измерения.

Приведенные примеры наглядно показывают, насколько могут быть уточнены с помощью рассмотренных здесь формул результаты температурных измерений, произведенных инерционными термометрами, а также каким образом полученные выводы могут быть использованы при расчетах инерционности термометров в зависимости от их назначения.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Гольцман М. И. Основы методики аэрофизических измерений. 1950.
2. Кондратьев Г. М. О некоторых типичных проявлениях тепловой инерции. Труды ВНИИМ, вып. 2 (47), 1941.

## **К ВОПРОСУ КРИТИЧЕСКОГО ПРОСМОТРА НАБЛЮДЕНИЙ НАД ТЕМПЕРАТУРОЙ ПОВЕРХНОСТИ ПОЧВЫ**

В основу критического просмотра всякого метеорологического элемента (явления) положены известные закономерности в изменениях этого элемента под влиянием различного рода факторов.

Изменение температуры поверхности почвы происходит под влиянием многих факторов. Этими факторами являются прежде всего количество поступающего тепла от солнца на поверхность почвы, степень увлажнения, структура и цвет почвы, а также характер циркуляции воздуха в месте измерения.

В литературе, как правило, указывается только на качественные зависимости температуры поверхности почвы от этих факторов, а количественные либо вовсе не приводятся, либо приводятся для определенных пунктов, небольших районов и отдельных сезонов года. Некоторые из работ являются почти уникальными и потому недоступными для рядовых работников местных УГМС.

С целью обобщения и проверки известных положений на материале сетевых наблюдений в Методическом отделе ГГО в 1951 г. авторами настоящей статьи была выполнена специальная тема по разработке метода критического просмотра наблюдений над температурой поверхности почвы.

Задачей критического просмотра является оценка качества материала наблюдений, поступающего со станций, и пригодность его для дальнейшего использования. В наблюдениях над температурой поверхности почвы на метеорологических станциях наиболее часто встречаются следующие недостатки:

1) наблюдения производятся по неисправным термометрам, имеющим разрыв столбика ртути и спирта пузырьком воздуха и загрязнение капилляра;

2) термометры затеняются окружающими предметами, травяным покровом, предохранительной сеткой и т. д.

При критическом просмотре наблюдений над температурой поверхности почвы специалист не располагает точными сведениями о всех факторах, совокупность которых определяет эту температуру. А потому он не может правильно оценить, соответствуют ли изменения температуры поверхности почвы изменениям того или иного фактора. Об этом приходится судить косвенно, сравнивая изменения температуры поверхности почвы с изменениями температуры воздуха и температуры почвы на малых глубинах (5—20 см) при аналогичных условиях погоды. Сравнения производятся как по одной станции, так и по соседним станциям. При этом приходится учитывать особенности местоположения каждой станции, характер почвы, степень увлажнения почвы и степень согласованности погодных данных.

Исходя из этого, естественно было изучать особенности в изменениях под влиянием тех или иных факторов не самой температуры поверхности почвы, а соотношения температур поверхности почвы и воздуха. Практика работы показала, что разности температур поверхности почвы и воздуха меньше изменяются по территории, чем разности температур поверхности почвы и почвы на глубине 5 см. Кроме того, наблюдения на глубине 5 см производятся не на всех станциях и не во все месяцы года.

В настоящей статье нет смысла приводить примеры того, как изменяются разности температур поверхности почвы и воздуха в отдельных случаях под влиянием изменения условий погоды. Укажем лишь на особенности в изменении средних годовых и средних месячных разностей, которые, по мнению авторов, могут явиться основными критериями при установлении качества материала наблюдений. Ошибки в наблюдениях, имеющие систематический характер, выявляются, как правило, по средним годовым и средним месячным данным; с этой точки зрения они и представляют большой интерес.

В отношении разностей средних годовых температур выявились следующие особенности: разности, как правило, положительны (температура поверхности почвы в среднем за год выше температуры воздуха), увеличиваются с севера на юг, от года к году изменяются незначительно.

Так, по ст. Воейково разности средних годовых температур с 1947 по 1951 г. были следующие: 1947  $-0,5^{\circ}$ ; 1948  $-0,5^{\circ}$ ; 1949  $-0,6^{\circ}$ ; 1950  $-0,7^{\circ}$ ; 1951  $-0,7^{\circ}$ .

Эти величины разностей за соответствующие годы характерны для областей: Ленинградской, Псковской, Новгородской и Великолукской.

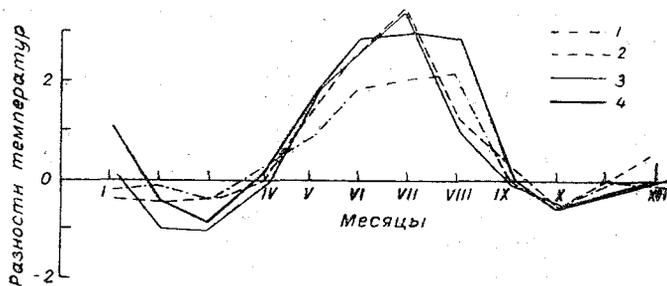


Рис. 1. График годового хода разностей средних месячных температур поверхности почвы и воздуха. Станция Воейково. 1947—1950 гг.

1 — 1947 г., 2 — 1948 г., 3 — 1949 г., 4 — 1950 г.

С севера на юг разности возрастают медленно и, повидимому, неодинаково в различных районах и широтах. Так, например, в Красноярском крае на широте  $60^{\circ}$  в среднем разность равна нулю, на широте  $55-56^{\circ}$   $-0,5-1,0^{\circ}$  и на широте  $54^{\circ}$   $-1,0-1,5^{\circ}$  (в Минусинской котловине). В районе Ашхабада разности могут достигать  $4^{\circ}$ . В районе Северного Кавказа, в равнинной части, разности возрастают с севера на юг примерно на  $0,2^{\circ}$  на  $1^{\circ}$  широты. Возрастание разностей не непрерывно. В пределах одной широты разности изменяются с изменением характера почвы и степени ее увлажнения, высоты над уровнем моря, формы рельефа, количества выпадающих осадков, степени открытости станции, количества нижней облачности и т. д.

Для разностей средних месячных температур характерным является устойчивость их годового хода и согласованность этого хода на соседних станциях (на равнине).

На рис. 1 приводятся графики годового хода разностей средних месячных температур из 4 сроков наблюдений за 1947—1950 гг. по ст. Воейково, а на рис. 2 — такие же графики за 1949 г. по ближайшим к ней станциям.

Характер годового хода разностей, вообще говоря, определяется физико-географическим положением станций, но есть некоторые особенности, характерные всем или многим районам. Например, на всех станциях максимальные положительные разности наблюдаются в теплый период года.

На многих станциях наблюдается годовой ход разностей, аналогичный ходу на ст. Воейково с максимальными отрицательными разностям в период таяния снежного покрова весной и перед установлением снежного покрова осенью.

В средних широтах Западной Сибири и Средне-Сибирского плоскогорья второй максимум отрицательных разностей наблюдается не в осенние, а в зимние месяцы.

В районах, где снежный покров отсутствует или незначительный, почва бывает наиболее холодной по сравнению с воздухом в зимние месяцы.

В характере годового хода разностей за ночной срок наблюдается еще большее разнообразие. На рис. 3 приводятся графики годового хода разностей по наблюдениям в 1 час по четырем станциям: Воейково, Тбилиси, Боз-Су, Чита. На станции Воейково в зимние месяцы наблюдается большая облачность, почва бывает сильно увлажнена, а снежный покров недостаточно высок; вследствие этого в зимние месяцы почва в ночные часы бывает здесь наиболее теплой по сравнению с воздухом.

На станции Боз-Су почва бывает наиболее теплой по сравнению с воздухом также в зимние месяцы и наиболее холодной во второй половине лета, когда наблюдается наиболее сухая почва, а облачность бывает незначительная.

На станциях Чита и Тбилиси наблюдается годовой ход, обратный годовому ходу станций Воейково и Боз-Су. Обе эти станции расположены в условиях вогну-

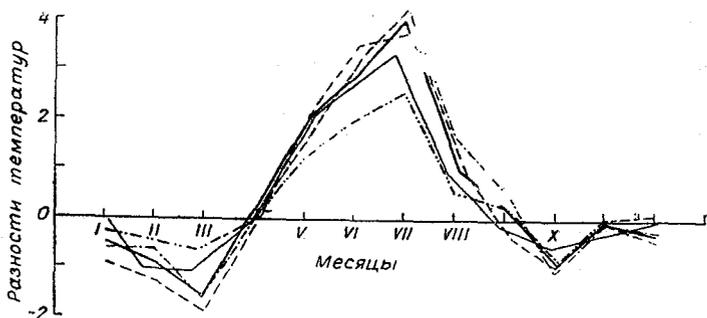


Рис. 2. График годового хода разностей средних месячных температур поверхности почвы для 5 станций Ленинградской области. 1949 г.

того рельефа, где в холодное время года наблюдается застой холодного воздуха. В летние месяцы иочное выхолаживание воздуха здесь имеет место не только за счет излучения, но также за счет подтока холодного воздуха с более высоких мест.

Годовой ход разностей температур в 13 час. в районах, где осадки в летний период выпадают в незначительном количестве или не выпадают вовсе, ход разностей, как правило, параллелен годовому ходу высоты солнца. Разности возрастают от января к июлю и уменьшаются от июля к декабрю. В других климатических зонах наибольшие разности приходится также на летние месяцы, но необязательно на июль.

В некоторых районах наблюдается явная зависимость величин разностей температур в летнее время от количества выпадающих осадков — чем больше выпадает осадков, тем меньшей величины разности имеют место.

В табл. 1 приведены количества осадков и разностей средних месячных температур поверхности почвы и воздуха за летние месяцы (13 час.) по ст. Воейково.

В районах, где наблюдается большой снежный покров, плавный ход нарастания разностей от января к июлю нарушается в весенние месяцы в связи с его таянием.

На рис. 4 приводится график годового хода разностей в 13 час. по ст. Севан за 1948 г.

Как видно из рисунка, от января к марту разности температур возрастали, а в апреле разность не только не увеличилась, но даже уменьшилась по сравнению

Месячные количества осадков и разности температур поверхности почвы  
и воздуха по ст. Воейково

Год	Июнь		Июль		Август	
	Количество осадков	Разность температур в 13 час.	Количество осадков	Разность температур в 13 час.	Количество осадков	Разность температур в 13 час.
1947	68,4	6,8	94,4	6,4	44,3	8,5
1948	57,5	6,8	22,7	9,6	139,7	5,1
1949	62,2	7,0	23,3	9,7	101,0	5,1
1950	46,4	8,2	54,2	9,3	19,4	11,4

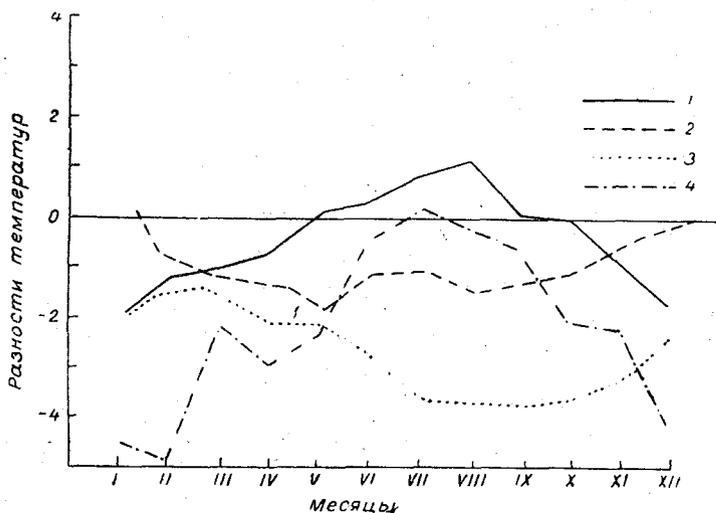


Рис. 3. График годового хода разностей средних месячных температур поверхности почвы и воздуха по наблюдениям в 1 час.

1 — Боз-Су, 2 — Чита, 3 — Тбилиси, 4 — Воейково.

с мартовской. В марте месяце высота снежного покрова на этой станции превышала 70 см. В апреле происходило таяние снега, поэтому притекающее к поверхности почвы тепло в значительной части затрачивалось на таяние снега.

В распределении разностей средних месячных температур по территории также наблюдается закономерность. На картах большой протяженностью с севера на юг в летние месяцы всегда можно усмотреть увеличение разностей в том же направлении. В пределах небольших районов также можно усмотреть направление изменений разностей в зависимости от физико-географического положения этого района и характера атмосферной циркуляции.

По многим районам был опробован графический способ анализа материала. Строились графики зависимости температуры поверхности почвы от температуры воздуха. Графики строились по средним месячным данным за каждый отдельный срок наблюдений для отдельных климатических районов. Оказалось, что в холодный период года, когда подстилающая поверхность на больших пространствах однородна, а интенсивность солнечной радиации мала, наблюдается хорошая корреляционная зависимость во всех районах. Что касается теплого времени года, то в наблюдениях за дневной срок по многим районам отмечается очень большой разброс точек и связь между температурой поверхности почвы и воздуха как бы

отсутствует. Станции, на которых наблюдается одинаковая температура воздуха, могут очень сильно различаться по температуре почвы.

В районах недостаточного и умеренно недостаточного увлажнения наблюдается во все месяцы хорошая корреляционная зависимость между температурой поверхности почвы и температурой воздуха.

На рис. 5 приводятся графики, составленные по данным наблюдений в 13 час. по районам Среднего Поволжья, Северного Кавказа за май месяц и северо-западной части Европейской территории СССР за июль месяц.

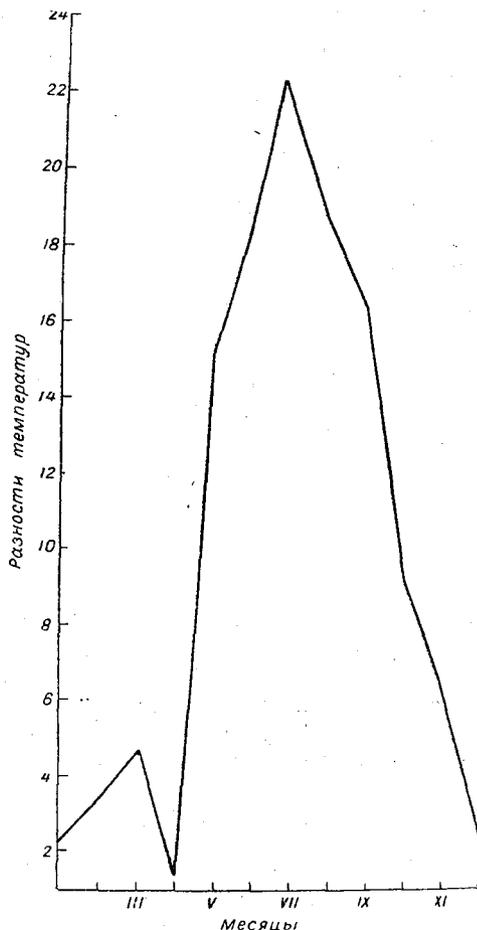


Рис. 4. График годового хода разностей температур поверхности почвы и воздуха по наблюдениям в 13 час. Станция Севан. 1949 г.

Из графика видно, что при небольшом диапазоне изменения температуры воздуха по району зависимость между температурой воздуха и поверхности почвы не проявляется.

Последний способ может быть рекомендован для анализа средних месячных температур за холодный период по всем районам, а за теплый период — по районам недостаточного и умеренно недостаточного увлажнения.

Критический просмотр средних месячных температур за летние месяцы рекомендуется проводить по картам разностей температур поверхности почвы и воздуха. На карты рекомендуется наносить также данные температуры поверхности почвы для более быстрой ориентировки.

Корреляционные графики рекомендуется строить также для взаимной проверки максимальной температуры и температуры в 13 час. и минимальной температуры и температуры в 1 час на поверхности почвы. Установлено, что более тесная связь наблюдается между температурой, определенной по предельным и срочным термометрам на поверхности почвы, чем между одноименными температурами на поверхности почвы и в психрометрической будке.

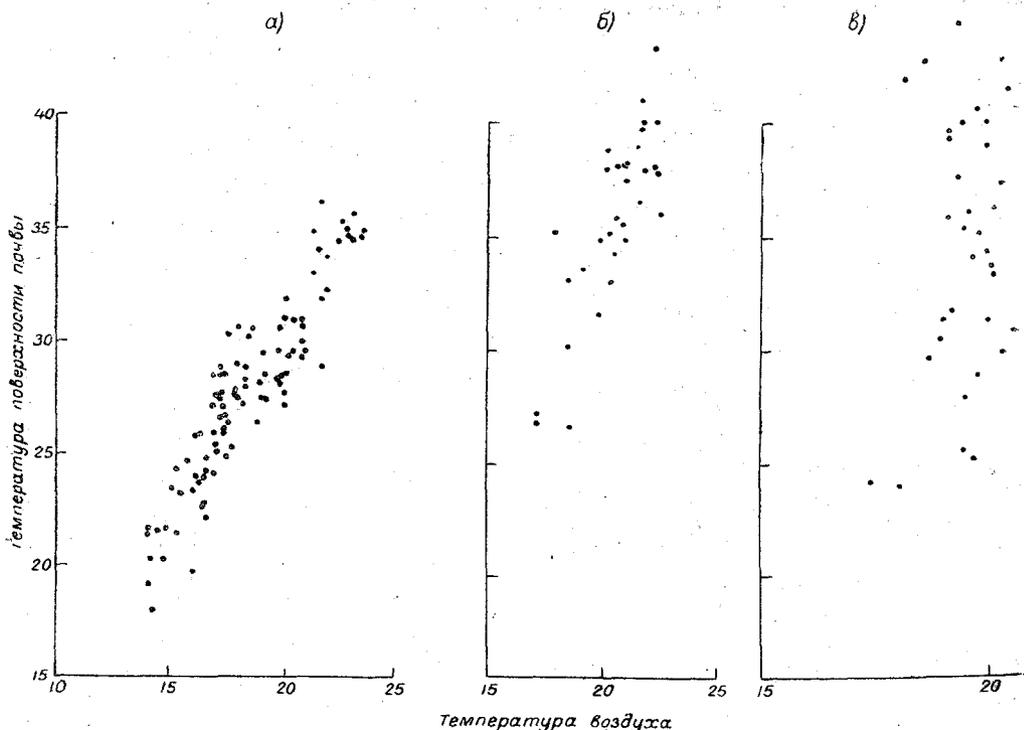


Рис. 5. Графики связи средних месячных температур поверхности почвы и воздуха по наблюдениям в 13 час. по районам.

а — Среднее Поволжье (май), б — Северный Кавказ (май), в — северо-запад ЕТС (июль).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Абельс Т. Об измерении температуры поверхности земли. *Мет. вестник*, № 10, 1925.
2. Архипова Е. П. Климатические данные для междуречья Волги и Урала. Гидрометеоздат, Ленинград 1951.
3. Бастамов С. Л. Наблюдения над температурой на поверхности различных почв. *Мет. вестник*, т. XXXI, 1921.
4. Гольцберг И. А. Климатическая характеристика заморозков по Ленинградской области. *Труды ГГО*, вып. 6 (68), 1947.
5. Зубенок Л. И. К методике измерения температуры поверхности почвы. *Труды ГГО*, вып. 6 (68), 1947.
6. Лейст Э. Температура почвы в Павловске. *Записки имп. Акад. наук*, № 8, 1895 (приложение к XVI т.).
7. Небольсин С. И. Об измерении температуры поверхности земли. *Мет. вестник*, № 3, 1926.
8. Сапожникова С. А. Микроклимат и местный климат. Гидрометеоздат, Ленинград, 1950.
9. Хргиан А. Х. Температура почвы и климат. *Метеорология и гидрология*, № 7, 1937.
10. Ячевский Л. О термическом режиме поверхности земли в связи с происходящими на ней геологическими процессами. С.-Петербург, 1905.

## **РЕЗУЛЬТАТЫ ИСПЫТАНИЯ ДИСТАНЦИОННОЙ УСТАНОВКИ ДЛЯ ГРАДИЕНТНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ**

Для расчета коэффициента турбулентного обмена, а также и турбулентных потоков в атмосфере необходимы данные по вертикальному распределению скорости ветра, температуры и влажности воздуха. На основе этих данных в настоящее время имеются реальные возможности постановки сетевых наблюдений над важными компонентами теплового баланса подстилающей поверхности. Измерение вертикального распределения скорости ветра, температуры и влажности воздуха в приземном слое получило название градиентных измерений.

Обычно для градиентных измерений скорости ветра, температуры и влажности воздуха применяли стационарные приборы: ручные анемометры и аспирационные психрометры. Специальной аппаратуры для градиентных измерений, по существу, не было. Ручные анемометры и аспирационные психрометры сравнительно несложны в обращении при наблюдениях до высоты 1,5—2,0 м. Измерения с ними на больших высотах связаны со значительными трудностями. Для производства отсчетов на высотах более 2,0 м необходимо либо поднимать к приборам наблюдателя, либо, наоборот, приборы опускать к наблюдателю для производства отсчетов. При этом отсчеты по приборам должны быть зафиксированы до тех пор, пока наблюдатель не запишет каждый отсчет. Если зафиксировать отсчет по ручному анемометру сравнительно несложно, то для измерения температуры и влажности воздуха на высотах свыше 1,5 м приходилось пользоваться специальными опрокидывающимися аспирационными психрометрами. Изготовление опрокидывающихся термометров было весьма сложной задачей. Стоимость этих термометров была очень высокой. Получавшаяся же при этих измерениях точность была существенно ниже требовавшейся для расчетов. Производство наблюдений занимало много времени, требовало не менее двух-трех наблюдателей; о постановке сетевых наблюдений не могло быть и речи.

В последние годы в Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова проводились работы по созданию сравнительно несложной аппаратуры для градиентных измерений скорости ветра, температуры и влажности воздуха. В основу разработки были положены дистанционные методы измерений, как наиболее эффективные и целесообразные. Наряду с простотой конструкции, существенное внимание было уделено повышению качества градиентных измерений, увеличению высоты измерений, а также упрощению производства наблюдений и уменьшению необходимого числа наблюдателей.

В июне—июле 1951 г. четыре образца разработанной дистанционной установки для градиентных измерений использовались для проведения экспедиционных работ в полесазитных лесных полосах в Каменной Степи. По возвращении из Каменной Степи две установки были отправлены в комплексную экспедицию в Карело-Финскую ССР. В 1952 г. установки использовались в экспедиции ГГО в Росташевские лесные полесазитные полосы и на метеостанции Воейково.

Дистанционная установка для градиентных измерений (рис. 1) позволяет производить измерения скорости ветра, температуры и влажности воздуха в шести

точках до высоты 10—15 м, а также измерение температуры почвы на шести глубинах. Кроме того, установка позволяет производить непосредственный отсчет скорости и направления основного потока, при котором производятся градиентные измерения. Установка обслуживается всего одним наблюдателем.

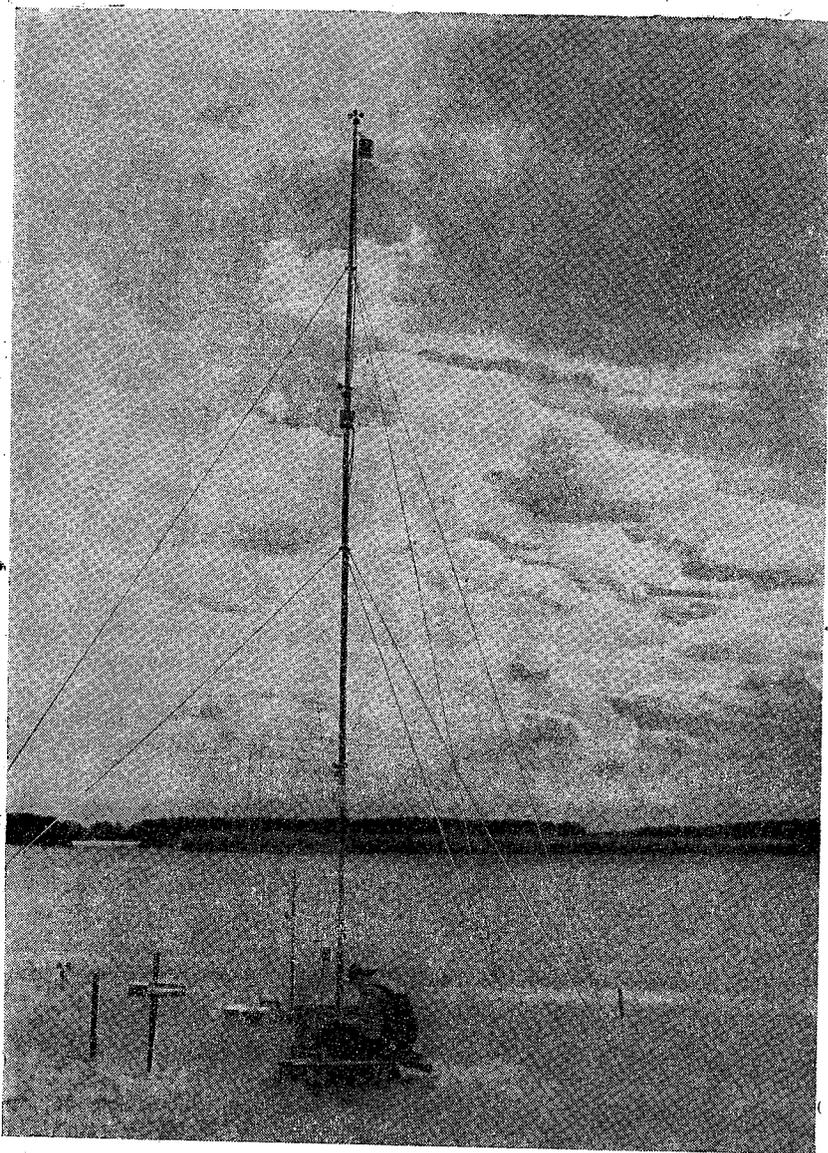


Рис. 1. Дистанционная установка для градиентных измерений метеорологических элементов.

Для градиентных измерений скорости ветра в установке применены контактные анемометры. Последовательное замыкание контактов производится через 50 оборотов чашек. Моменты замыкания контактов регистрируются пером на ленте, которая одевается на барабан самописца. Шесть анемометров дают запись на одном самописце при одной питающей батарее напряжением 4,5—6 вольт.

Для градиентных измерений температуры и влажности воздуха в установке применяются медные термометры сопротивления, поочередно включаемые в неравновесную мостовую схему. Влажность воздуха определяется психрометрическим мето-

дом, для чего один из пары термометров, укрепленных в штативе, повязывается батином и смачивается. Питание мостовой схемы осуществляется от двух сухих элементов типа ЗС-Л-30, которые помещаются внутри измерительного пульта.

Для измерения скорости и направления основного потока в установке применен дистанционный анеморумбометр, в котором скорость ветра определяется по величине индуктируемой переменной э. д. с. Для измерения направления применена потенциометрическая схема А. П. Соколовского, позволяющая производить отсчет направления ветра по непрерывной шкале указателя в градусах.

Датчики дистанционной установки крепятся на кронштейнах телескопической мачты. Для установки датчиков на двух нижних высотах (до 2,0 м) предусмотрен отдельный шест.

### 1. Градиентные измерения скорости ветра

Контактный анемометр дистанционной установки для градиентных измерений (рис. 2) имеет в качестве приемника скорости ветра трехчашечную вертушку с вертикальной осью вращения. Ось анемометра свободно вращается в двух подшипниках, из которых один (нижний) — упорный агатовый, а второй — бронзовый проходной. На оси анемометра нарезан однозаходный стальной червяк, с которым связана пара шестерен. На оси второй шестерни укреплен двусторонний кулачок — замыкатель, который при вращении шестерни может замыкать пару контактных пластин анемометра. Контактные пластины укреплены под стеклом, на корпусе анемометра. Передаточное число червячной передачи с оси анемометра на ось замыкателя выбрано 1:300. Тогда за 300 оборотов чашек анемометра замыкатель сделает один полный оборот и дважды произведет замыкание контактных пластин анемометра. Таким образом, замыкание контактов анемометра происходит через 150 оборотов чашек. Это позволяет применять для регистрации контактов обычные электромагнитные реле при всех практически встречающихся скоростях ветра (до 25—30 м/сек.). На корпусе анемометра укреплены две клеммы, которые соединены с контактными пружинами. К клеммам присоединяются провода, соединяющие анемометр с регистратором скорости ветра. Контактный анемометр использует корпус и основные детали ручного анемометра, вследствие чего стоимость его изготовления существенно снижается. За счет увеличения размера чашек и плеч, а также за счет уменьшения числа передач с оси анемометра на замыкатель начальная чувствительность контактного анемометра повышена в 2 раза по сравнению с начальной чувствительностью ручного анемометра. Так, если начальная чувствительность ручного анемометра обычно бывает 0,5—0,7 м/сек., то контактный анемометр начинает работать с 0,3—0,4 м/сек., а в отдельных образцах контактных анемометров, за счет повышения качества при изготовлении, начальная чувствительность может быть доведена до 0,2 м/сек.

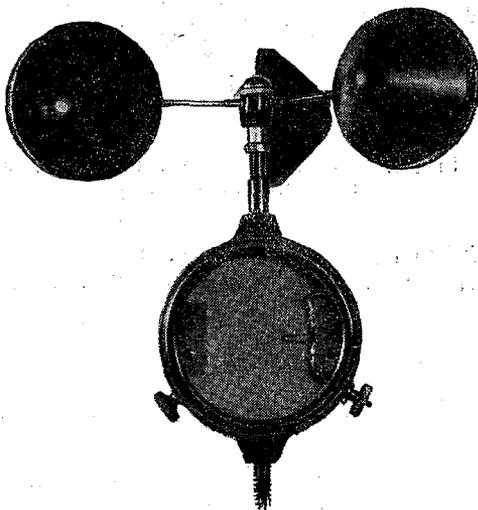


Рис. 2. Контактный анемометр.

Регистратор скорости ветра для контактных анемометров (рис. 3) работает на принципе записи моментов замыкания электрической цепи.

Для этого, последовательно с контактными пластинами анемометра, в цепь включена обмотка электромагнитного реле постоянного тока. С якорем реле скреплена стрелка, на конец которой одето перо от обычного метеорологического самописца (барографа, термографа и т. п.). Перо прижимается к ленте, одетой на барабан. Барабан вращается вокруг вертикальной оси часовым механизмом от самолетного

метеорографа (типа СМ-43). При вращении барабана перо на ленте будет писать горизонтальную черту. В момент замыкания контактных пластин анемометра в цепь включается электрический ток, который проходит по обмотке реле. Якорь реле притягивается к сердечнику, и перо делает на ленте вертикальный штрих. При размыкании контактных пластин ток в обмотке реле выключается и якорь, а вместе с ним и перо под действием пружины возвратятся в исходное положение. Таким образом, запись скорости ветра получается в виде вертикальных засечек на фоне горизонтальной прямой.

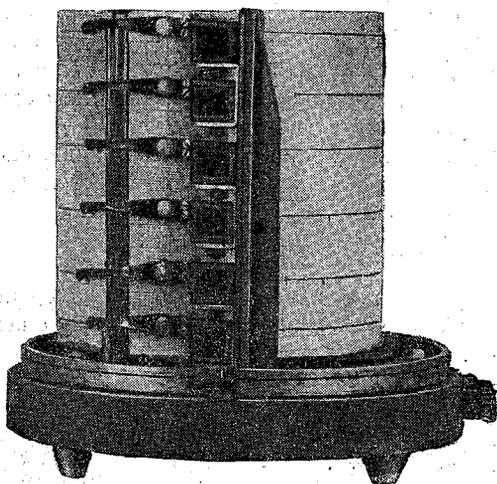


Рис. 3. Регистратор скорости ветра для контактных анемометров.

Установка предусматривает регистрацию значений скорости ветра одновременно в шести точках. Для этого в самописце на колонке, параллельно образующей барабана, установлены шесть одинаковых реле. От каждого реле по одному концу обмотки выведено на соответствующую клемму самописца для подключения анемометров. Все вторые концы обмотки реле выведены на общую (нулевую) клемму, к которой присоединяется один из полюсов батареи питания. Второй полюс батареи питания подается на вторую клемму каждого

анемометра.

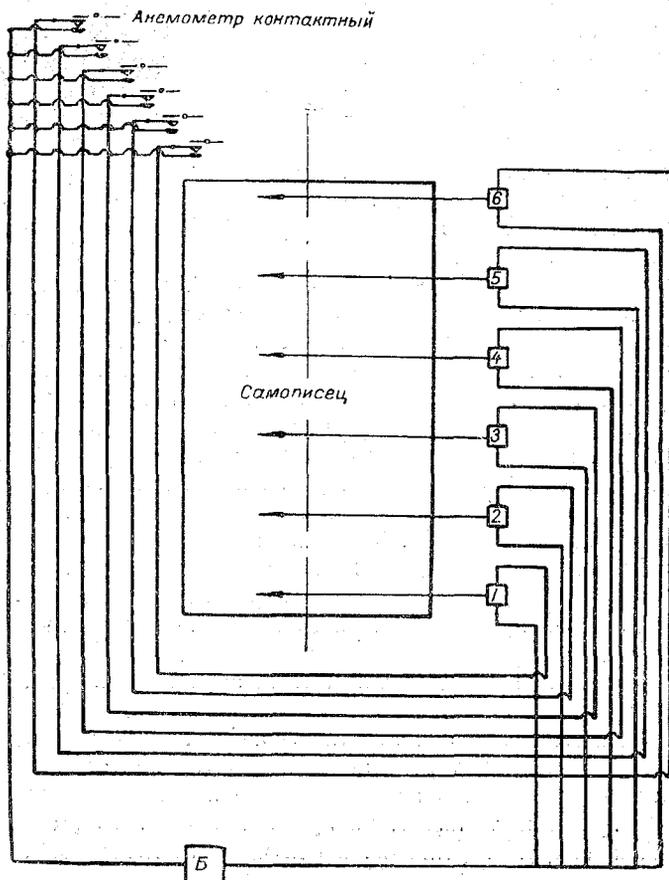


Рис. 4. Схема подключения контактных анемометров к регистратору.

контактного анемометра (рис. 4). Таким образом, получается шесть одинаковых электрических цепочек с общей батареей питания.

При установке и снятии ленты наблюдатель каждым пером делает метку времени (вверх) и надписывает на ленте время, в которое сделаны метки. При обработке по конечным меткам времени запись на ленте разбивают на десятиминутные интервалы и считают число оборотов анемометра за 10 мин. Затем по тарифовочному графику определяют среднюю скорость ветра на высоте анемометра за эти 10 мин. Для удобства обработки на тарифовочном графике число оборотов анемометра выражено непосредственно в количестве контактов за 10 мин., которое отсчитывается по ленте после разбивки ее на десятиминутные интервалы.

Для питания цепи регистрации скорости ветра рекомендуется применять батареи напряжением 4,5 — 6 вольт, возможно большей емкости. Удобнее всего использовать сухие элементы типа БНС-МВД-500, соединяя их последовательно по три элемента. Через месяц круглосуточной работы в эту батарею следует добавить еще один элемент.

## 2. Измерения температуры и влажности воздуха и температуры почвы

Для градиентных измерений температуры воздуха и температуры почвы в дистанционной установке применена неравновесная схема моста сопротивлений с несколькими диапазонами измерений. Посредством переключателя в схему последовательно включаются: пять сухих термометров сопротивления для измерения тем-

пературы воздуха и пять смоченных термометров для измерения влажности воздуха, а также шесть термометров для измерения температуры почвы. Термометры сопротивления, разработанные для дистанционной установки, представляют собою два слоя медной проволоки диаметром 0,07 мм, намотанных на цилиндрическую гильзу. Гильза склеена из медной фольги толщиной 0,1 мм. Диаметр гильзы 7 мм, длина 35 мм. Гильза с намотанным на ней термометрическим элементом крепится в текстолитовой втулке — держателе; через втулку выводятся концы намотки термометрического элемента; на втулке же надписан и порядковый номер термометра. Для измерения температуры и влажности воздуха на данном уровне пара термометров крепится в специальном штативчике, один из термометров повязывается батистом, конец которого опускается в укрепленный под ним психометрический стаканчик. Штатив с термометрами и психометрическим стаканчиком вставляется в цилиндрическую жалюзийную будочку и крепится там винтом (см. рис. 5). Цилиндрическая будочка, являющаяся радиационной защитой термометров, собирается из алюминиевых колец,

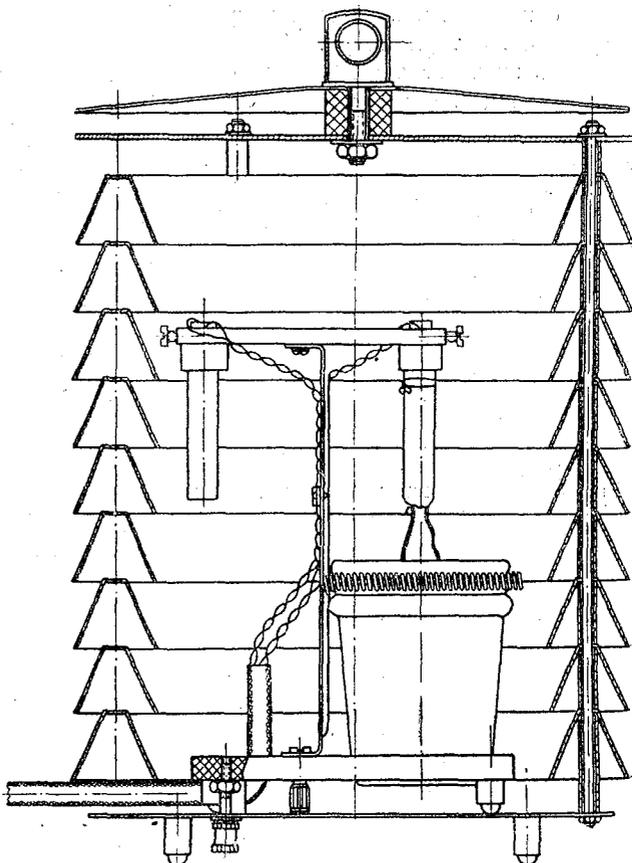


Рис. 5. Крепление термометров в будке.

специального профиля. Кольца между собою, с дном и внутренней крышкой скрепляются тремя болтами, с прокладкой между кольцами эбонитовых втулок. Принятый профиль жалюзийных колец и форма будочки позволили добиться переменного коэффициента ее продуваемости: получить более высокие коэффициенты продуваемости при малых скоростях ветра и низкие — при больших (рис. 6).

Переменный коэффициент продуваемости будочки дистанционной установки существенно образом стабилизирует скорость вентиляции в ней, что весьма важно для измерения влажности воздуха.

Термометры для дистанционной установки были выбраны малоинерционными по сравнению с обычными ртутными термометрами. Коэффициент инерции термометра сопротивления установки в 5—6 раз меньше коэффициента инерции психрометрического термометра. Такая инерция термометра сопротивления позволяет получить значения температуры, осредненные только вследствие инерции радиационной защиты, не накладывая на них еще дополнительного осреднения за счет инерционности термометра.

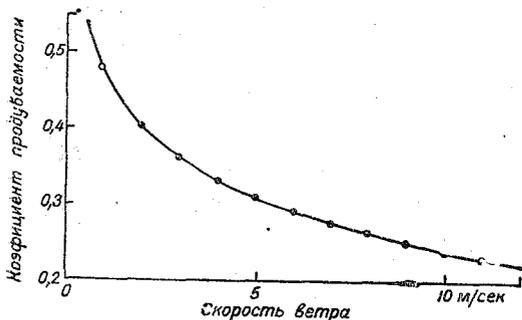


Рис. 6. Зависимость коэффициентов продуваемости защиты от скорости ветра.

Осреднение температуры за счет влияния инерционности радиационной защиты достаточно для получения устойчивых средних значений температуры, не прибегая к методике наблюдений за пульсациями. От каждой пары термометров отходит по три провода: по одному от каждого термометра и один общий. Схема не предусматривает компенсации сопротивления проводов; поправки на провода определяются для каждой пары термометров заранее и учитываются при обработке результатов.

Схема для измерения температуры представляет собою неравновесный мост сопротивлений с несколькими взаимно перекрывающимися диапазонами измерений (рис. 7). В этой схеме с помощью переключателя диапазонов может быть изменено одно из обычно постоянных плеч неравновесного моста. Введение нескольких диапазонов позволяет производить измерения неравновесным методом с высокой чувствительностью в широких пределах изменения переменного сопротивления (в данном случае термометра). Остальные части схемы соответствуют схеме обычного неравновесного моста.

В установке использован стрелочный гальванометр типа ГСА-1, выпускаемый Ленинградским заводом „Гидрометприбор“, для работы с актинометрическими приборами. Этот гальванометр имеет шкалу, содержащую 100 делений и чувствительность  $\sim 0,6 \cdot 10^{-6}$  ампера на 1 деление при внутреннем сопротивлении гальванометра 40—50 ом.

При применении этого гальванометра удалось добиться такой чувствительности схемы к изменению температуры термометра сопротивления, при которой 1 деление гальванометра соответствует около  $0,1^\circ$  изменения температуры термометра, т. е. 100 делений шкалы гальванометра соответствуют  $10^\circ$  изменения температуры термометра. При дальнейшем изменении температуры термометра поворотом переключателя диапазонов изменяется одно из плеч моста, стрелка гальванометра при этом перемещается к началу шкалы и отсчеты производятся в следующем диапазоне. Таким образом, при производстве измерений температуры по дистанционной установке необходимо, кроме отсчетов по гальванометру, указывать еще и диапазон, к которому эти отсчеты относятся.

Пульт дистанционной установки для градиентных измерений (рис. 8) смонтирован в деревянном ящике с ручкой для переноски. В панель пульта вмонтированы: указатель скорости ветра, указатель направления ветра, миллиамперметр, два переключателя (верхний для переключения диапазонов, нижний для переключения термометров), вольтметр и стрелочный гальванометр ГСА-1; справа от гальвано-

тетра расположены два ключа (верхний для включения направления ветра, нижний для включения тока в мостовую схему для измерения температуры), слева — ручка реостата для регулирования тока в мостовой схеме. Монтаж схемы пульты выполнен на панели с нижней стороны и вынимается целиком вместе с панелью (рис. 9). Сопротивления плеч моста и контрольное сопротивление крепятся на отдельной плате с нижней стороны панели пульта. Также на отдельной плате крепятся селеновые выпрямители и нагрузочные сопротивления для измерения скорости ветра. В левом углу панели расположены зажимные клеммы для соединения измерительного пульта с датчиками.

При проведении измерений температуры и влажности воздуха, а также и температуры почвы по дистанционной установке, наблюдатель устанавливает переключатель термометров в крайнее левое положение (при этом в схему включается контрольное сопротивление), нажимает ключ температуры и устанавливает переключатель диапазонов в такое положение, чтобы стрелка гальванометра была в пределах шкалы. При этом отсчет по гальванометру должен соответствовать указанному для данного пульта контрольному отсчету. В случае если это не выполняется, следует, поворачивая ручку реостата, установить отсчет по гальванометру точно на контрольный отсчет. При этом ток, потребляемый схемой, должен точно соответствовать рабочему току, указанному для данной установки. После этого, поворотом переключателя термометров на один интервал, включают в схему первый термометр и производят отсчет по гальванометру (с указанием диапазона) и т. д. При пользовании дистанционной установкой для градиентных измерений температуры и влажности воздуха, температуры почвы рекомендуется производить не менее трех отсчетов по каждому термометру. Средние из отсчетов по гальванометру с помощью поверочных графиков (или таблиц) переводят в значения температуры. В полученные значения температуры надлежит ввести поправки на сопротивление подводящих проводов, которые даются для каждой установки. По исправленным значениям температуры сухих и смоченных термометров в психрометрических таблицах (которые составлены для обычного

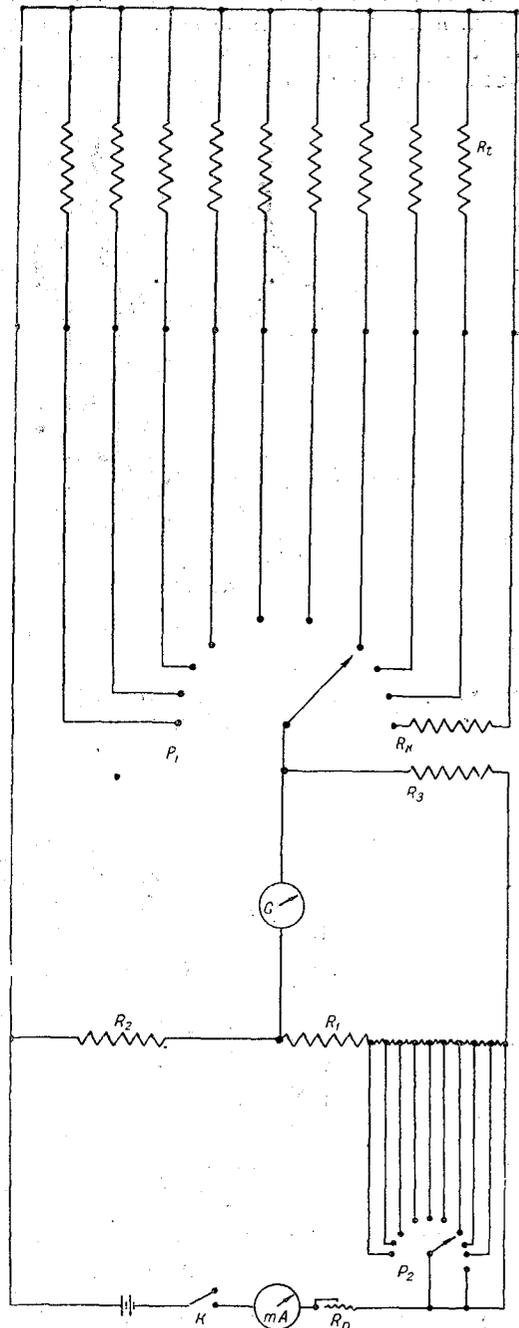


Рис. 7. Принципиальная схема моста для измерения температуры.

$R_t$  — термометры сопротивления;  $P_1$ ,  $P_2$  — переключатели;  $R_1$ ,  $R_2$ ,  $R_3$  — сопротивления моста;  $R_k$  — контрольное сопротивление;  $G$  — гальванометр;  $K$  — ключ;  $mA$  — миллиамперметр;  $R_n$  — регулирующее сопротивление.

по исправленным значениям температуры сухих и смоченных термометров в психрометрических таблицах (которые составлены для обычного

станционного психрометра) находят соответственные значения абсолютной и относительной влажности. В этих таблицах величина психрометрической постоянной термометров принята равной  $0,0007947$  град. $^{-1}$ . Термометр нашей установки имеет психрометрическую постоянную, отличную от этой, причем психрометрическая постоянная термометра меняется в зависимости от скорости обтекания термометра потоком (скорости вентиляции термометра). Вид этой зависимости для термо-

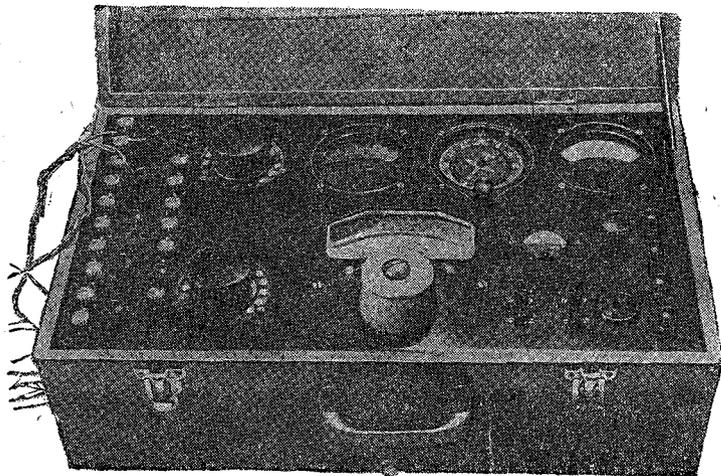


Рис. 8. Пульт дистанционной установки для градиентных измерений метеоэлементов.

метра дистанционной градиентной установки приведен на рис. 10.

Пользуясь этим графиком, можно рассчитать поправку абсолютной влажности

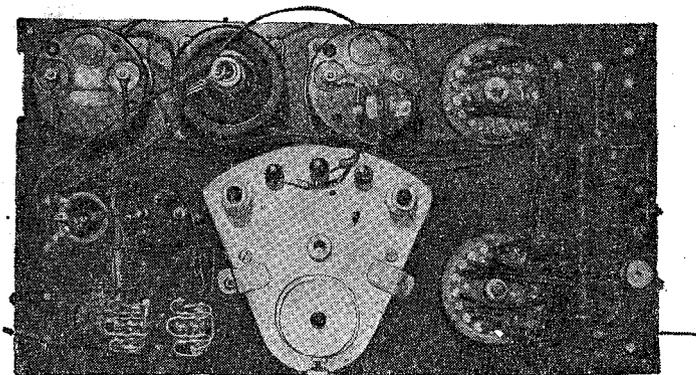


Рис. 9. Монтаж пульта дистанционной установки для градиентных измерений метеоэлементов.

при различных скоростях вентиляции психрометра по формуле

$$\Delta e = (0,0007947 - A)(t - t') p,$$

где  $A$  — значение психрометрической постоянной при данной скорости вентиляции,  $t$  — температура воздуха,  $t'$  — температура смоченного термометра,  $p$  — давление в миллибарах.

Результаты такого рода вычислений приведены на рис. 11.

Однако практически мы не измеряем скорость вентиляции термометров в будке. Нам известна величина скорости ветра на данной высоте (из обработки записи контактных анемометров). Пользуясь графиком зависимости скорости вентиляции от скорости потока для принятой защиты (рис. 12), можно определить скорость ветра, соответствующую любой скорости вентиляции, а следовательно, и пере-

читать график поправок абсолютной влажности в зависимости от скорости ветра на высоте, где установлена наша будка с термометрами. Этот график приведен на рис. 13.

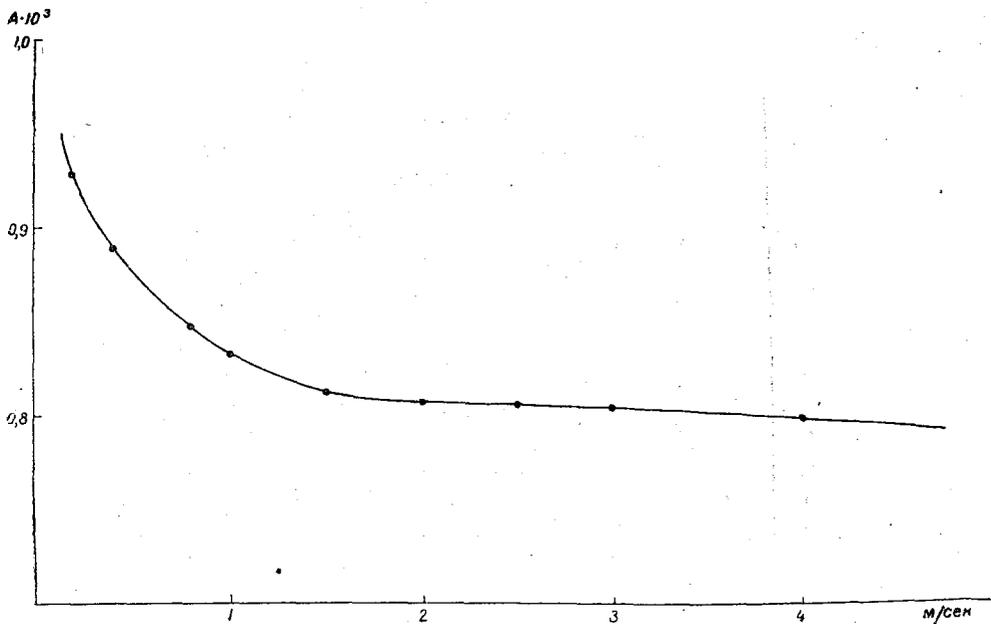


Рис. 10. Психрометрическая постоянная термометра сопротивления в зависимости от скорости вентиляции.

Пользуясь этим графиком, определить поправку абсолютной влажности уже не представляет труда.

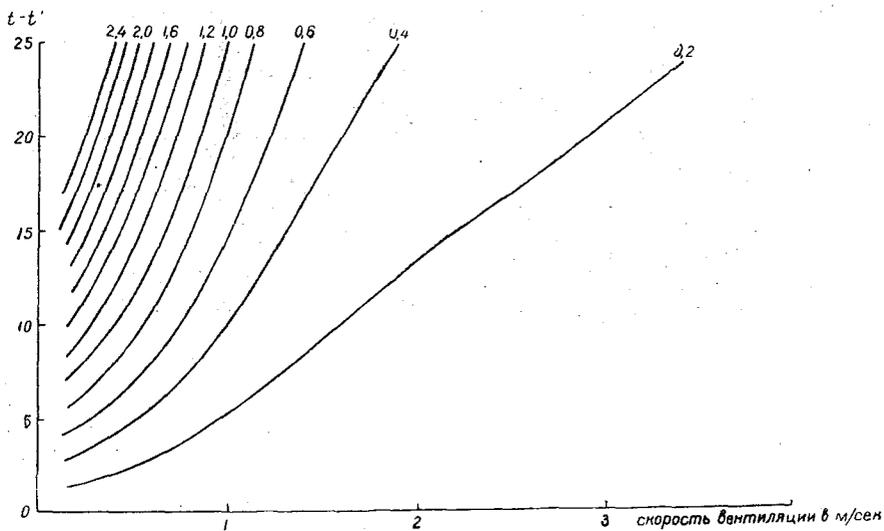


Рис. 11. Поправки (Δ) к абсолютной влажности в зависимости от скорости вентиляции.

Итак, для определения влажности воздуха по отсчетам температуры сухого и смоченного термометров дистанционной установки можно пользоваться психрометрическими таблицами для обычного стационарного психрометра, вводя в полученный результат поправку, которая определяется из графика (см. рис. 13).

В комплект дистанционной установки для градиентных измерений входит:  
 а) девять контактных анемометров (шесть рабочих и три запасных). Каждый анемометр проверен бюро поверки метеорологических приборов и снабжен графич-

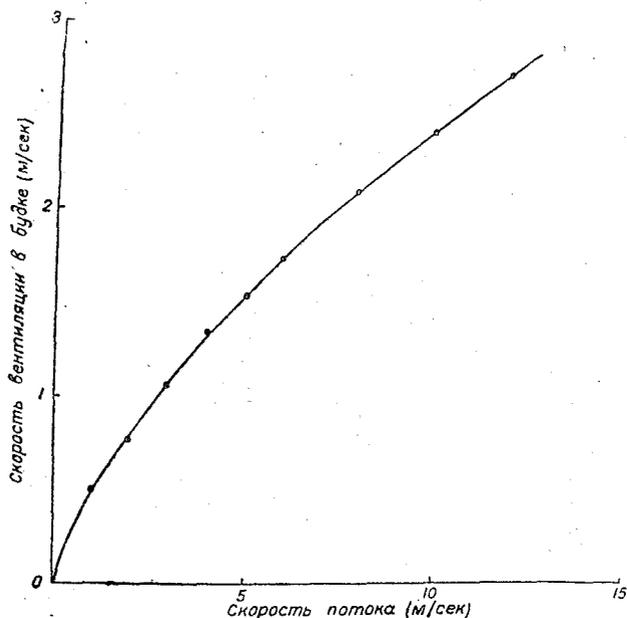


Рис. 12. Скорость вентиляции в будке в зависимости от скорости наружного потока.

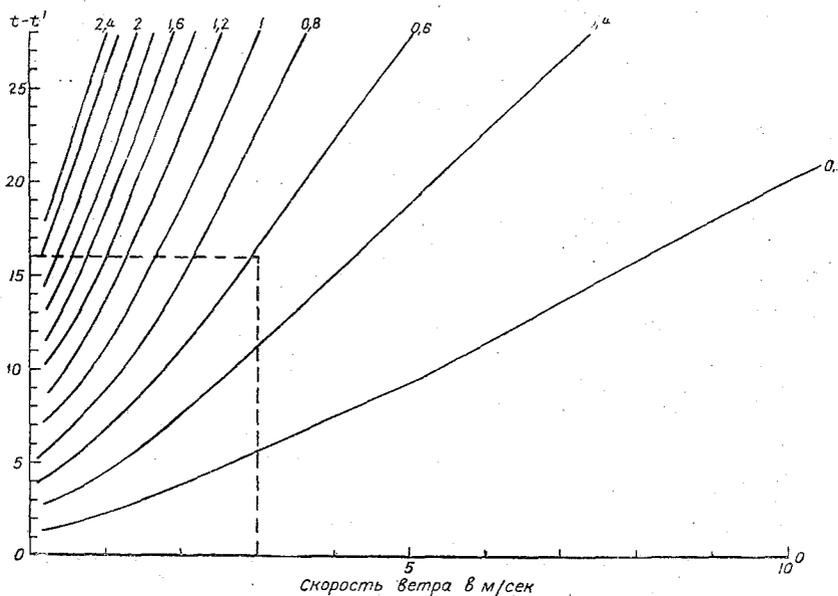


Рис. 13. Поправки (мб) к абсолютной влажности в зависимости от скорости ветра.

ком поверки, позволяющим по числу контактов за 10 мин. определить среднюю скорость ветра;

б) пять цилиндрических жалюзийных будочек со штативами для термометров. В каждом штативе закреплено по два термометра и психрометрический стаканчик

с крышкой. Шесть почвенных и пять запасных термометров сопротивления (для воздуха и для почвы) упакованы отдельно.

На каждый термометр прилагается поверочный график, с помощью которого отсчет по гальванометру может быть переведен в соответствующее значение температуры;

в) анеморумбометр (датчик) для измерения скорости и направления основного потока, при котором проводятся градиентные измерения;

г) регистратор скорости ветра для контактных анемометров;

д) пульт дистанционной установки для градиентных измерений;

е) комплект проводов для соединения датчиков с пультом и регистратором контактных анемометров;

ж) мачта (с оттяжками, штырями и кронштейнами) и двухметровый шест для установки датчиков на нижних высотах;

з) комплект батарей питания, состоящих из четырех элементов типа БНС-МВД-500 для питания схемы регистрации скорости ветра и четырех элементов ЗС-Л-30, из которых два элемента для питания измерительной схемы температуры и два для освещения пульта при ночных наблюдениях;

и) комплект инструментов (плоскогубцы, кусачки, нож, отвертки и т. п.).

### 3. Результаты работы установок в 1952 г.

В 1952 г. установки для градиентных измерений проходили испытания в экспедиции ГГО в Росташевские лесные полезашитные полосы (май—июль) и на метеорологической станции Воейково (сентябрь — февраль).

Следует отметить, что результаты сравнения этого года не расходятся с результатами, полученными в экспедиции в Каменную Степь в 1951 г.

В качестве примера приводим материалы наблюдений по дистанционной установке на метеостанции Воейково, которые охватывают значительное время, при различных погодных условиях.

Дистанционная установка для градиентных измерений была установлена на основной метеорологической площадке в Воейково. Термометры установлены на высотах 0,5; 1,0; 2,0; 4,0 и 8,0 м над поверхностью земли и на глубинах 0 (поверхность), 5, 10, 15, 20, 25 и 80 см в почве. Контактные анемометры установлены на высотах 0,5; 1,0; 2,3; 4,3 и 8,3 м. Пульт дистанционной установки установлен на открытом воздухе, на специальном столике, и в помещение не убирался, независимо от погоды. Наблюдения проводились наблюдателями метеостанции ежедневно в три срока (10, 13, и 16 час.), за исключением дней с осадками.

Измерения температуры и влажности воздуха по дистанционной установке на высотах 0,5 и 2,0 м контролировались одновременными измерениями по аспирационным психрометрам.

В табл. 1 приведено сравнение значений температуры воздуха на высотах 0,5 и 2,0 м, а также градиента температуры в слое 0,5—2,0 м по данным дистанционной установки и аспирационных психрометров за время с 18/IX 1952 г. по 2/II 1953 г.

Как видно из приведенной таблицы, за все время наблюдений имеет место хорошая согласованность данных как по значениям температуры на высоте 0,5 и 2,0 м от поверхности земли, так и по значениям градиента температуры в слое 0,5—2,0 м.

В табл. 2 приведено сравнение результатов измерения влажности воздуха аспирационными психрометрами с измерениями по дистанционной установке за время с 18/IX по 11/X 1952 г., когда измерения влажности были прекращены вследствие понижения температуры ниже нуля.

Значения абсолютной влажности по дистанционной установке вычислены по психрометрическим таблицам для стационарного психрометра с введением поправки на различие психрометрических постоянных (по графику рис. 13).

Как видно из таблицы, значения абсолютной влажности, полученные по аспирационным психрометрам и по данным дистанционной установки, также согласуются

Таблица 1

Дата	Время наблюдений	Температура на высоте 0,5 м			Температура на высоте 2,0 м			Градиенты температуры		
		аспирационный психрометр	градиентная установка	Δ	аспирационный психрометр	градиентная установка	Δ	аспирационный психрометр	градиентная установка	Δ
1952 г.										
18/IX	13	12,6	12,6	0,0	12,8	12,8	0,0	-0,2	-0,2	0,0
19/IX	7	7,6	7,7	-0,1	7,7	7,8	-0,1	-0,1	-0,1	0,0
27/IX	10	10,8	10,9	-0,1	11,0	11,0	0,0	-0,2	-0,1	-0,1
4/X	16	3,9	3,9	0,0	4,0	3,9	0,1	-0,1	0,0	-0,1
6/X	10	3,7	3,9	-0,2	3,7	3,9	-0,2	0,0	0,0	0,0
10/X	16	7,2	7,2	0,0	7,4	7,4	0,0	-0,2	-0,2	0,0
11/X	10	7,4	7,5	-0,1	7,3	7,4	-0,1	0,1	0,1	0,0
13/X	13	4,2	4,4	-0,2	4,3	4,5	-0,2	-0,1	-0,1	0,0
16/X	13	3,1	3,2	-0,1	3,0	3,0	0,0	0,1	0,2	-0,1
22/X	13	0,2	0,2	0,0	0,2	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0
1/XI	10	-4,6	-4,5	-0,1	-4,5	-4,5	0,0	-0,1	0,0	-0,1
11/XI	10	-0,2	-0,3	0,1	-0,1	0,0	-0,1	-0,1	-0,3	0,2
13/XI	13	1,2	1,3	-0,1	1,3	1,3	0,0	-0,1	0,0	-0,1
14/XI	13	-0,9	-0,8	-0,1	-0,8	-0,7	-0,1	-0,1	-0,1	0,0
23/XI	16	-2,2	-2,2	0,0	-1,9	-1,8	-0,1	-0,3	-0,4	0,1
25/XI	13	-1,8	-1,8	0,0	-1,5	-1,4	-0,1	-0,3	-0,4	-0,1
27/XI	10	-7,0	-6,9	-0,1	-6,2	-6,0	-0,2	-0,8	-0,9	0,1
28/XI	10	-0,7	-0,7	0,0	-0,3	-0,3	0,0	-0,4	-0,4	0,0
29/XI	13	-6,9	-6,9	0,0	-6,9	-6,9	0,0	0,0	0,0	0,0
9/XII	10	-17,5	-17,3	-0,2	-17,1	-16,9	-0,2	-0,4	-0,4	0,0
15/XII	10	-0,8	-0,9	0,1	-0,7	-0,8	0,1	0,1	0,1	0,0
17/XII	10	-1,6	-1,6	0,0	-1,5	-1,5	0,0	-0,1	-0,1	0,0
19/XII	10	-5,0	-5,0	0,0	-5,3	-5,2	-0,1	0,3	0,2	0,1
25/XII	10	-2,5	-2,6	0,1	-2,3	-2,4	0,1	-0,2	-0,2	0,0
26/XII	10	-3,2	-3,1	-0,1	-3,1	-3,0	-0,1	-0,1	-0,1	0,0
27/XII	10	-0,6	-0,6	0,0	-0,5	-0,5	0,0	-0,1	-0,1	0,0
29/XII	10	-6,5	-6,5	0,0	-6,7	-6,7	0,0	0,2	0,2	0,0
30/XII	10	-6,6	-6,5	-0,1	-6,3	-6,2	-0,1	-0,3	-0,3	0,0
1953 г.										
2/I	16	-7,2	-7,2	0,0	-6,1	-6,2	0,1	-1,1	-1,0	-0,1
3/I	13	-8,1	-8,2	0,1	-8,0	-8,0	0,0	-0,1	-0,2	0,1
5/I	10	-10,3	-10,2	-0,1	-10,4	-10,3	-0,1	0,1	0,1	0,0
6/I	16	-15,9	-15,8	-0,1	-14,9	-15,0	0,1	-1,0	-0,8	-0,2
7/I	10	-17,0	-17,0	0,0	-16,7	-16,6	-0,1	-0,3	-0,4	0,1
8/I	10	-12,5	-12,5	0,0	-12,5	-12,6	0,1	0,0	0,1	-0,1
21/I	10	-1,8	-1,8	0,0	-1,3	-1,4	0,1	-0,5	-0,4	-0,1
23/I	13	-12,4	-12,4	0,0	-12,2	-12,1	-0,1	-0,2	-0,3	0,1
24/I	16	-12,4	-12,4	0,0	-11,9	-11,8	-0,1	-0,5	-0,6	0,1
29/I	10	-8,2	-8,3	0,1	-8,3	-8,4	0,1	0,1	0,1	0,0
2/II	16	-13,7	-13,6	-0,1	-12,3	-12,2	-0,1	-1,4	-1,4	0,0

Таблица 2

Дата	Время наблюдений	Абсолютная влажность на высоте 0,5 м			Абсолютная влажность на высоте 2,0 м			Градиенты влажности		
		аспирационный психрометр	градиентная установка	Δ	аспирационный психрометр	градиентная установка	Δ	аспирационный психрометр	градиентная установка	Δ
1952 г.										
18/IX	16	10,1	10,1	0,0	9,6	9,5	0,1	0,5	0,6	-0,1
19/IX	10	10,4	10,2	0,2	9,9	9,7	0,2	0,5	0,5	0,0
27/IX	10	5,8	6,1	-0,3	5,4	5,7	-0,3	0,4	0,4	0,0
4/XI	16	7,8	7,8	0,0	7,7	7,5	0,2	0,1	0,3	-0,2
6/XI	10	7,0	6,5	0,5	7,0	6,4	0,6	0,0	0,1	-0,1
10/XI	16	8,8	8,7	0,1	9,1	9,0	0,1	-0,3	-0,3	0,0
11/XI	10	8,5	8,5	0,0	8,3	8,3	0,0	0,2	0,2	0,0

между собою за весь период наблюдений. Никаких увеличений расхождений к концу срока не наблюдается. Это является подтверждением стабильности работы установки.

Достаточно тщательные испытания различных методов измерения температуры почвы были проведены в июле—августе 1952 г. Н. В. Серовой на методической площадке метеостанции Воейково.

Таблица 3

Даты	Время наблюдений	На глубине 5 см от поверхности			На глубине 10 см от поверхности			На глубине 15 см от поверхности			На глубине 20 см от поверхности		
		термометры		Δ	термометры		Δ	термометры		Δ	термометры		Δ
		коленчатые	сопротивления		коленчатые	сопротивления		коленчатые	сопротивления		коленчатые	сопротивления	
1952 г.													
29/VII	14—50	23,6	23,4	0,2	20,0	20,0	0,0	17,8	17,8	0,0	15,6	15,6	0,0
	16—50	23,0	22,8	0,2	20,4	20,6	-0,2	18,5	18,1	0,4	16,3	16,4	-0,1
	18—50	21,0	20,9	0,1	19,8	20,0	-0,2	18,6	18,3	0,3	16,8	16,8	0,0
	20—50	18,2	18,2	0,0	18,6	18,5	0,1	18,2	17,9	0,3	16,9	16,9	0,0
	22—50	15,8	15,8	0,0	16,9	16,8	0,1	17,3	17,2	0,1	16,5	16,5	0,0
30/VII	0—50	14,6	14,7	-0,1	15,9	15,7	0,2	16,5	16,5	0,0	16,2	16,2	0,0
	2—50	13,4	13,6	-0,2	15,0	15,2	-0,2	15,7	15,8	-0,1	15,8	15,8	0,0
	4—50	13,1	13,1	0,0	14,2	14,4	-0,2	15,0	15,1	-0,1	15,3	15,4	-0,1
	6—50	14,2	14,0	0,2	14,3	14,3	0,0	14,7	14,7	0,0	14,9	14,9	0,0
	10—50	21,2	21,1	0,1	17,9	17,8	0,1	16,0	15,7	0,3	15,1	15,0	0,1
1/VIII	8—50	18,2	18,0	0,2	16,4	16,3	0,1	15,7	15,7	0,0	15,6	15,6	0,0
	10—50	20,6	20,8	-0,2	18,0	18,0	0,0	16,6	16,4	0,2	15,9	15,8	0,1
	16—50	22,5	22,5	0,0	20,9	20,9	0,0	19,2	19,1	0,1	17,3	17,4	-0,1
2/VIII	8—50	17,2	17,4	-0,2	15,5	15,4	0,1	14,9	14,9	0,0	15,0	15,1	-0,1
	10—50	21,2	21,4	-0,2	18,0	18,1	-0,1	16,1	15,9	0,2	15,3	15,4	-0,1
4/VIII	8—50	18,9	19,1	-0,2	17,0	17,0	0,0	16,2	16,1	0,1	16,5	16,5	0,0
	12—50	25,8	25,8	0,0	21,5	21,5	0,0	19,1	19,1	0,0	17,3	17,4	-0,1
	16—50	25,1	25,1	0,0	22,6	22,8	-0,2	21,0	21,0	0,0	18,9	19,0	-0,1
	20—50	21,0	20,8	0,2	21,0	21,2	-0,2	20,7	20,7	0,0	19,3	19,4	-0,1
5/VIII	0—50	18,3	18,3	0,0	18,9	18,8	0,1	19,2	19,3	-0,1	18,7	18,9	-0,2
	2—50	17,9	18,1	-0,2	18,4	18,1	0,3	18,6	18,5	0,1	18,5	18,6	-0,1
	6—50	17,6	17,8	-0,2	17,8	17,9	-0,1	18,0	18,0	0,0	18,0	18,0	0,0
	10—50	23,0	23,1	-0,1	19,5	19,6	-0,1	18,3	18,3	0,0	17,7	17,7	0,0
7/VIII	8—50	18,5	18,5	0,0	17,2	17,4	-0,2	16,7	16,8	-0,1	16,6	16,6	0,0
	10—50	22,0	21,8	0,2	18,8	18,7	0,1	17,4	17,5	-0,1	16,8	16,8	0,0
22/VIII	8—50	14,9	15,0	-0,1	13,7	13,8	-0,1	13,3	13,0	0,3	13,4	13,5	-0,1
	10—50	18,8	18,6	0,2	15,9	16,0	-0,1	14,3	14,3	0,0	13,8	13,7	0,1
	14—50	23,3	23,2	0,1	19,2	19,3	-0,1	17,0	17,2	-0,2	15,2	15,2	0,0
	16—50	21,1	21,2	-0,1	19,1	19,2	-0,1	17,7	17,7	0,0	16,0	15,9	-0,1

Испытания проводились на оголенной площадке размером 10 × 15 м. Термометры дистанционной установки были установлены в центре площадки на глубинах 5, 10, 15 и 20 см. На каждой глубине было установлено по три термометра на расстоянии 10 см один от другого. По одной линии с термометрами дистанционной установки были установлены три комплекта коленчатых термометров (Савинова) (по три термометра на каждой глубине). По термометрам дистанционной установки при каждом измерении производилось три отсчета, по

коленчатым термометрам — два. Результаты измерений температуры почвы по коленчатым термометрам и по дистанционной установке приведены в табл. 3.

В таблице приведены средние из отсчетов значения температуры почвы на каждой из глубин. Из таблицы видно, что получилось хорошее совпадение результатов измерений по коленчатым термометрам и термометрам сопротивления. Большинство отклонений составляет  $0 \pm 0,2$ , что свидетельствует о правильности выбранной схемы и о стабильности ее работы.

Все приведенные результаты характеризуют устойчивую работу дистанционной установки за все время наблюдений, несмотря на то, что все приборы установки (в том числе и пульт) постоянно находятся на открытом воздухе как при дожде и тумане, так и при отрицательных температурах и гололеде.

Описанная выше дистанционная установка для градиентных измерений скорости ветра, температуры и влажности воздуха и в экспедиционных условиях показала удовлетворительные результаты.

В результате работы дистанционных установок для градиентных измерений скорости ветра, температуры и влажности воздуха в трех экспедициях Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова в 1951—1952 гг. и на метеостанции Воейково в 1952—1953 гг. представляется возможным сделать выводы о существенных преимуществах дистанционных методов при проведении градиентных измерений в сравнении с обычно применявшимися для этих целей стандартными метеорологическими приборами (аспирационным психрометром и ручным анемометром).

Описанная выше дистанционная установка для градиентных измерений скорости ветра, температуры и влажности воздуха, температуры почвы показала удовлетворительные результаты. Установка проста в обращении, достаточно надежна в эксплуатации и может быть использована для градиентных измерений как в экспедиционных условиях, так и в условиях лесогидрометстанций гидрометеорологической службы.

---

## ИСПЫТАНИЯ ДИСТАНЦИОННОГО АНЕМОРУМБОМЕТРА КОНСТРУКЦИИ ГГО

За последнее время как в НИИГМП, так и в ГГО разработано ряд конструкций дистанционных метеорологических приборов. Ниже описывается конструкция дистанционного малогабаритного анеморумбометра, разработанного в 1949 г. в экспериментально-макетной лаборатории Методического отдела ГГО. В экспериментальных мастерских было изготовлено три образца дистанционного анеморумбометра для измерения скорости ветра в пределах от 0,8 до 30 м/сек. Образцы приборов после поверки проходили испытание на метеостанции Воейково и использовались в экспедициях ГГО в Каменную Степь и в КФССР.

### Устройство дистанционного анеморумбометра

Дистанционный анеморумбометр состоит из трех основных частей: датчика скорости и направления ветра, соединительной линии и пульта указывающих приборов.

В качестве приемника ветра принята простая конструкция трехчашечной вертушки, с чашками обтекаемой формы. Для уменьшения момента трения ось с чашками вращается вверху в проходном бронзовом подшипнике, а внизу — на упорном шариковом подшипнике, запрессованном в металлической корпусе. На нижнем конце оси крепится постоянный магнит в виде шестигранной звездочки с чередующимися полюсами. Магнит вращается над шестью индукционными катушками, которые соединены в две последовательные группы. Группы включены навстречу друг к другу. Катушки посажены на сердечник в виде разрезного стакана из железа „АРМКО“. Вращающийся вместе с чашками анемометра магнит индуктирует в катушках переменную э. д. с., которая, после выпрямления группой вентиляных выпрямителей, через нагрузочное сопротивление подается на стрелочный измерительный прибор магнитно-электрической системы (микроамперметр).

В данном анеморумбометре применены режим малых коэффициентов выпрямления и вентиляная группа выпрямителей с низким входным сопротивлением, причем сопротивление нагрузки выбрано значительным по величине. Это позволило пренебречь как изменением сопротивления катушек индуктивности, так и сопротивлением соединительных проводов. Получающиеся при этом погрешности значительно меньше нужной точности измерений. Постоянство величины магнитного поля, создаваемого постоянным магнитом (звездочкой), обеспечивается высоким качеством отечественных магнитных сплавов, которые применены для изготовления магнитов датчика.

Применение режима низких коэффициентов выпрямления и использование безреактивных сопротивлений в качестве сопротивления нагрузки позволяют значительно понизить частотные погрешности и сделать шкалу почти линейной. Введение же в схему шунтирующего конденсатора позволило избежать вибрации стрелки указывающего прибора, вследствие пульсаций выпрямленного тока. Градуировка прибора по скорости производится в аэродинамической трубе непосредственно в метрах в секунду.

Датчиком направления ветра служит двухлопастная уравновешенная флюгарка с трубчатой осью; ось свободно вращается в шариковом подшипнике, который запрессован в корпусе анеморумбометра. Для дистанционного измерения направления ветра в анеморумбометре применена схема А. П. Соколовского для постоянного тока. Выбор сравнительно низкоомных секций для этой схемы (три секции по 200 ом) позволил получить устойчивую работу схемы при подаваемом напряжении питания 4—6 вольт (вместо 26 вольт, на которые рассчитан указывающий прибор).

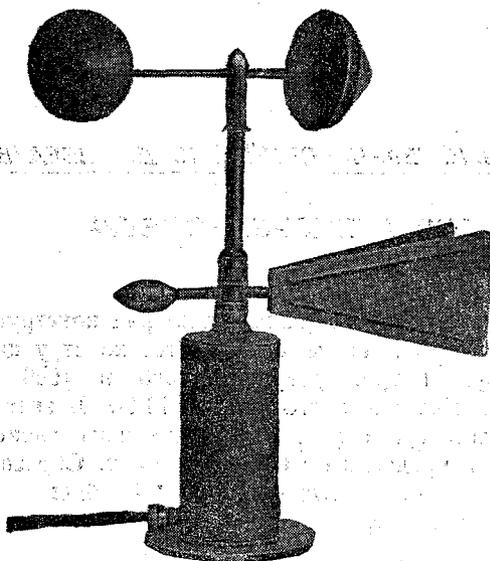


Рис. 1. Датчик дистанционного анеморумбометра.

Магнитная стрелка указателя вращается по круговой шкале, разбитой на  $360^\circ$ , с ценой деления  $2^\circ$ . При повороте флюгарки указатель повторяет ее движения. Датчики анемометра и румбометра монтируются в одном корпусе (рис. 1). Анеморумбометр устанавливается на мачте, на высоте 10—12 м над землей, и соединяется кабелем с измерительным пультом, на котором размещены указывающие приборы и кнопки управления. Общий вид пульта показан на рис. 2.

### Установка анеморумбометра

Для установки анеморумбометра используется металлическая мачта. Мачта собрана из труб. Нижний конец ее делается на шарнире, в целях удобства установки и опускания мачты. Для установки мачты крепление ее производится оттяжками. Для натяжения оттяжек применены талрепы. Для установки анеморумбометра и его обслуживания к мачте привариваются ступеньки.

Датчик на мачте ориентируется на север по географическому меридиану. Ориентировка его может быть произведена по магнитному компасу, с учетом величины магнитного склонения для данного места. До установки мачты на верхнем фланце следует провести осевую линию. Эта линия должна быть совмещена при установке мачты с направлением меридиана. При установке анеморумбометра на мачте линию на фланце мачты следует совместить с меткой на анеморумбометре, после чего анеморумбометр закрепляется на фланце мачты винтами. К соединительной колодке

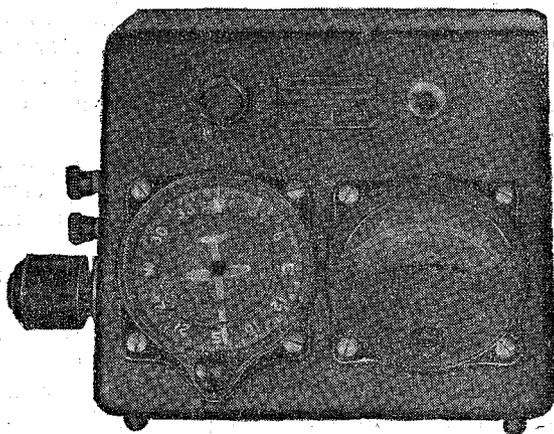


Рис. 2. Пульт дистанционного анеморумбометра.

анеморумбометра подключается кабель в соответствии с нумерацией на ней; нумерация концов кабеля должна совпадать с нумерацией на колодке. Метка на анеморумбометре нанесена при поверке датчика с указывающим прибором и соединительной линией таким образом, что направление флюгарки против метки на фланце соответствует положению стрелки указателя на шкале с отметкой „север“. После установки и присоединения кабеля к датчику и указателю анеморумбометра следует проверить вращением флюгарки вокруг оси соответствие ее движения с движением стрелки по шкале указывающего прибора.

### Результаты испытания анеморумбометра

Испытание дистанционного анеморумбометра проводилось как в экспедиционных условиях, так и на метеостанции. Причем сравнение данных анеморумбометра производилось с данными по ручным анемометрам, контактными анемометрам и станционному флюгеру, установленным на одной с ним высоте.

Результаты сравнения анеморумбометра с ручным анемометром представлены в табл. 1. За 100 сек. бралась средняя скорость по анемометру, а по анеморумбометру бралось за это время 10 отсчетов и из последних находилась средняя скорость. В час проводилось по 3 серии отсчетов. Как видно из прилагаемой таблицы, расхождения по скорости ветра наблюдались от  $\pm 0,1$  до  $\pm 0,5$  м/сек.

Таблица 1

Дата и время наблюдения	Скорость по анеморумбометру	Скорость по ручному анемометру	Отклонение	Дата и время наблюдения	Скорость по анеморумбометру	Скорость по ручному анемометру	Отклонение
1950 г. 11—12 час.				1950 г. 11—12 час.			
10/V	3,1	3,3	+0,2	31/VII	2,7	2,4	-0,3
13/V	4,4	4,8	+0,4	4/VIII	3,9	3,4	-0,5
16/V	3,2	3,0	-0,2	5/VIII	2,8	2,6	-0,2
20/V	2,2	2,1	-0,1	7/VIII	4,3	4,5	+0,2
23/VI	4,2	4,1	-0,1	23/VIII	6,9	6,7	-0,2
25/VI	7,5	7,4	-0,1	25/VIII	2,6	2,4	-0,2
27/VI	2,2	1,8	-0,4	28/VIII	1,0	0,8	-0,2
25/VII	1,4	1,6	+0,2	30/VIII	3,7	4,2	+0,5
27/VII	2,4	2,5	+0,1				

Измерения скорости ветра дистанционным анеморумбометром могут быть сопоставлены со средней скоростью ветра за 10 мин., полученной обработкой записи одного из контактных анемометров, установленного на одной с ним высоте во время экспедиции в Каменную Степь в 1951 г.

При сравнении следует иметь в виду, что мы сравнивали среднее из 4—6 отсчетов по анемометру со средней скоростью за 10 мин. по контактному анемометру. Результаты сравнения представлены в табл. 2 и на рис. 3, 4 и 5. В таблице даны как средние значения скорости ветра по анеморумбометру, так и отклонения среднего отсчета от средней скорости по тем же приборам за каждые десять минут.

Как видно из табл. 2, большинство отклонений показаний анеморумбометра от средней скорости за 10 мин. по контактному анемометру лежит в пределах  $\pm 0,5$  м/сек. И только в одном случае (за 21 час) это отклонение составляет  $-0,7$  м/сек.

На рис. 3 и 5 представлен ход изменения скорости ветра по дистанционному анеморумбометру и контактному анемометру за период с 1,00 до 23,00 час., а на рис. 4—с 1,00 до 19,00 час. Скорость ветра изменялась в пределах 2,7—9,2 м/сек.

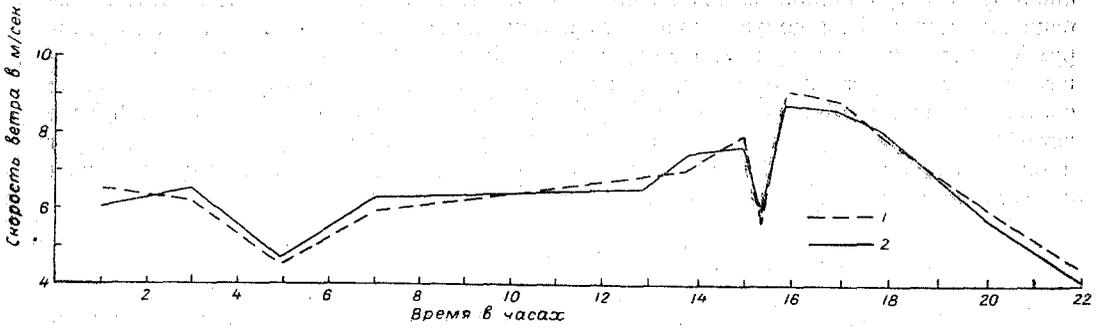


Рис. 3. Сравнение показаний анеморумбометра с показаниями контактного анемометра за 23 июня 1951 г.

1 — скорость ветра по анеморумбометру, 2 — то же, по контактному анемометру.

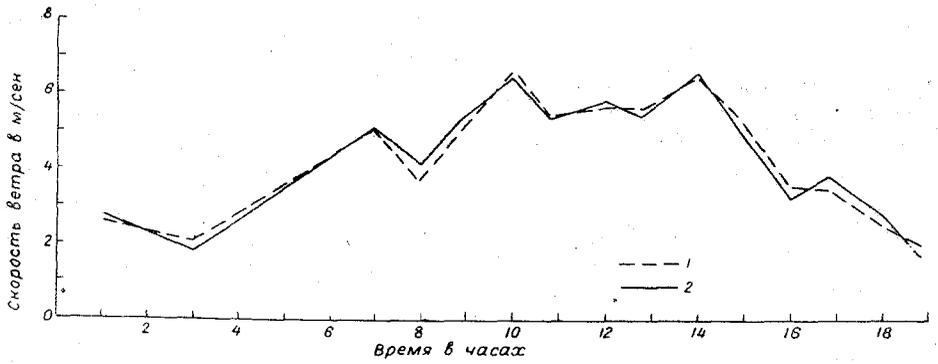


Рис. 4. Сравнение показаний анеморумбометра с показаниями контактного анемометра за 4 июля 1951 г.

1 — скорость ветра по анеморумбометру, 2 — то же, по контактному анемометру.

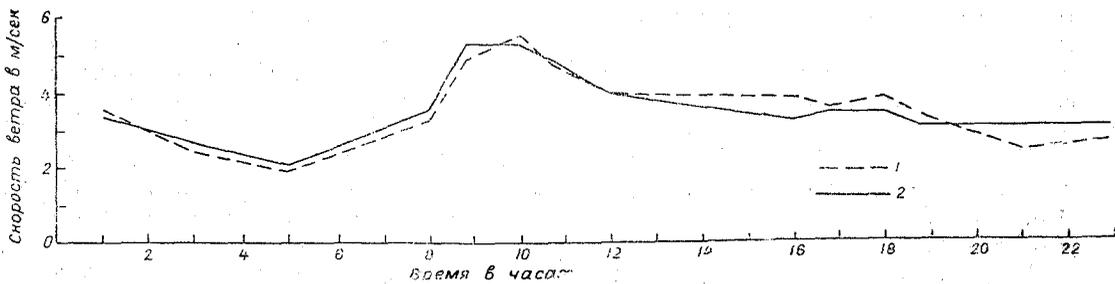


Рис. 5. Сравнение показаний анеморумбометра с показаниями контактного анемометра за 12 июля 1951 г.

1 — скорость ветра по анеморумбометру, 2 — то же, по контактному анемометру.

Часы	Направление ветра в градусах	Средний отсчет по анеморумбому	Средняя скорость по контактному анемометру	Отклонение среднего отсчета от средней скорости	Часы	Направление ветра в градусах	Средний отсчет по анеморумбому	Средняя скорость по контактному анемометру	Отклонение среднего отсчета от средней скорости
3,00	39	3,0	3,4	+0,4	14,00	40	2,8	2,4	-0,4
5,00	47	2,3	2,7	+0,4	14,50	85	3,0	2,9	-0,1
7,00	27	2,9	2,7	-0,2	16,00	162	3,1	3,3	+0,2
8,00	18	2,9	2,8	-0,1	16,50	22	3,5	3,5	0,0
8,50	35	2,5	3,0	+0,5	18,00	345	3,0	3,4	+0,4
10,00	60	3,1	3,3	+0,2	18,50	340	3,1	3,2	+0,1
10,50	72	3,1	2,7	-0,4	21,00	343	2,2	1,5	-0,7
12,00	345	3,4	3,7	+0,3	23,00	354	1,9	1,6	-0,3
12,50	51	2,9	2,9	0,0					

Как видно из этих рисунков, большинство отклонений скорости по анеморумбому от скорости ветра по контактному анемометру лежит в пределах  $\pm 0,3$  м/сек., а максимальное значение отклонения составляет 0,6 м/сек.

Один образец дистанционного анеморумбометра проходил испытание на методической площадке метеостанции Воейково. В качестве контрольного прибора применялся станционный флюгер. В процессе испытаний производились синхронно по три — пять серий отсчетов показаний анеморумбометра и флюгера.

На рис. 6 приведены результаты сравнения наблюдений скорости ветра по дистанционному анеморумбому и по флюгеру за время с 18/IV по 23/VI 1950 г. на метеостанции Воейково. Цифры около точек указывают число случаев наблюдавшихся показаний по обоим приборам соответственно. Как видно из рис. 6, все отклонения не превосходят  $\pm 1$  м/сек. (20 случаев из 66 одновременных наблюдений); большинство отсчетов совпадает (36 случаев).

Отклонения в 1 м/сек. лежат в пределах точности флюгера. Отклонения показаний анеморумбометра от флюгера по направлению за это же время наблюдений не превосходят 1 румб, что также соответствует точности флюгера.

В заключение следует отметить, что опыт работы с дистанционным анеморумбометром подтверждает все преимущества дистанционных измерений. Дистанционный анеморумбометр несложен в обращении и при хорошем изготовлении надежен в эксплуатации; точность измерений скорости ветра, обеспечиваемая этим прибором,  $\pm(0,5 \pm 0,05)$  м/сек., направления — не менее 0,5 румба.

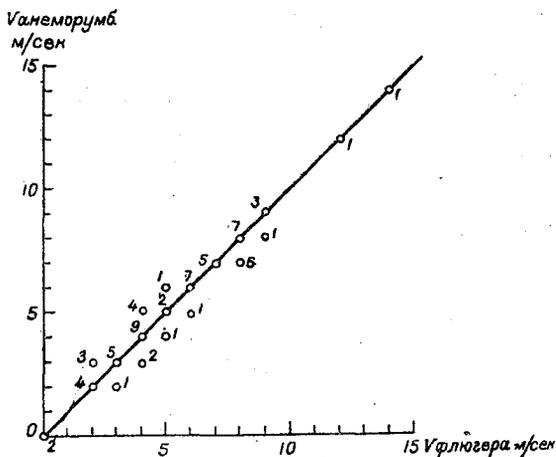


Рис. 6. Сравнение показаний анеморумбометра с показаниями флюгера за время с 18 по 23 июня 1950 г.

## ИЗМЕРЕНИЕ ИСПАРЯЕМОСТИ ПО ИСПАРИТЕЛЮ С ПОСТОЯННЫМ УВЛАЖНЕНИЕМ

Для характеристики условий расхода влаги на испарение с поверхности почвы и установления норм полива часто пользуются понятием испаряемости. Испаряемость должна характеризовать потенциально возможное для данной местности суммарное испарение. Под ее величиной следует понимать расход влаги, который достигается при избыточном увлажнении почвы, когда величина испарения не ограничивается ее водными ресурсами, а зависит только от метеорологических условий. Испаряемость возможно измерить, пользуясь испарителем с постоянным увлажнением. Испарители такого типа были применены при работах в Воейково в 1950 г. и в экспедиции ГГО в Каменную Степь летом 1951 г. Результаты испытания испарителя излагаются в данной статье.

### Описание прибора

Испаритель с постоянным увлажнением представляет собой два сообщающихся сосуда: большой, с площадью поверхности  $S = 500 \text{ см}^2$  и высотой  $h = 25 \text{ см}$ , и малый, с площадью поверхности  $S_1 = 170 \text{ см}^2$  и  $h_1 = 25 \text{ см}$  (рис. 1).

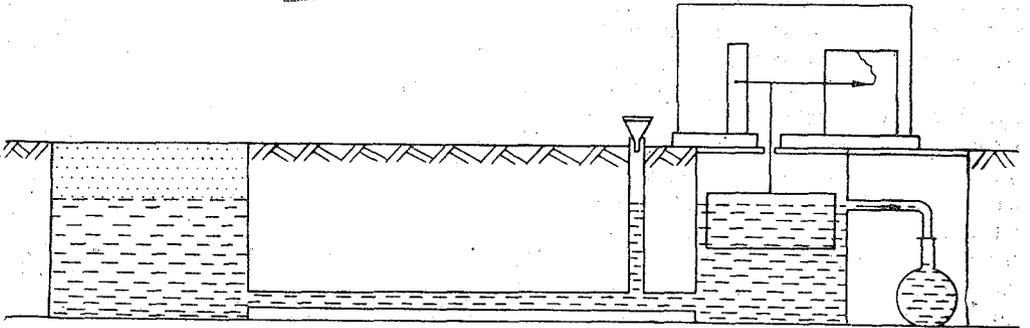


Рис. 1. Схема испарителя с постоянным увлажнением.

Большой сосуд сверху заполнен песком (толщина слоя 10 см). Остальное пространство сосуда занимает вода, уровень которой выше нижней границы песка на 0,5 см, что и обеспечивает постоянное увлажнение всего слоя песка в испарителе.

Песок в испарителе удерживается сеткой, находящейся внутри сосуда.

Большой сосуд соединен с малым сосудом резиновым шлангом длиной 1,5—2 м. В малом сосуде находится поплавок, соединенный со стрелкой самописца. По мере испарения влаги с поверхности песка испарителя поплавок опускается и стрелка самописца записывает на ленте количество испарившейся влаги. Когда стрелка самописца опускается до нижней границы ленты, что соответствует понижению уровня воды в испарителе на 3 мм, убыль воды в испарителе пополняется доливанием в малый сосуд через специальный отвод.

Песок берется в качестве стандартной почвы, что необходимо для сравнимости наблюдений в различных пунктах.

## Результат наблюдений

Наблюдения над испаряемостью в Каменной Степи производились на паровых полях в степи и межполосной клетке. Одновременно велись наблюдения над градиентами температуры, влажности воздуха и скорости ветра, а также определялось испарение с почвы с помощью малых монолитов, площадью  $S = 100 \text{ см}^2$ , и измерялась температура почвы испаряющей поверхности в испарителе с постоянным увлажнением (термопарой).

Полученные данные показывают, что в засушливых районах, где глубина сухого слоя почвы достигает значительной величины и влажность воздуха мала, испаряемость во много раз превышает испарение.

Испарение с почвы в клетке больше, чем в степи, а испаряемость меньше. Это можно объяснить своеобразным распределением влаги в почве клетки по сравнению со степью.

Влажность поверхностного слоя почвы на глубинах 1—5 см в клетке меньше, чем в степи, причем с глубины 5—10 см она в степи и в клетке возрастает. Рост влажности в клетке, однако, идет быстрее, чем в степи, и на глубине 10 см влажность в клетке становится больше степной. В обоих случаях влажность возрастает до глубины 30 см, после чего она убывает (табл. 1).

Таблица 1

Влажность почвы по данным наблюдений в Каменной Степи.  
1951 г.

Глубина (см)	Пар среди лесных полос			Степь пар		
	27/VI	7/VII	17/VII	27/VI	7/VII	17/VII
1	3,9	7,4	3,8	4,8	11,0	5,9
5	9,4	16,4	9,2	14,6	20,2	11,6
10	29,2	30,4	28,9	26,6	25,3	25,3
20	34,6	32,5	31,9	27,3	25,6	26,7
30	33,2	32,6	31,9	27,7	26,7	27,1
40	30,5	29,6	30,5	26,3	26,1	25,8
50	27,8	28,0	29,0	24,6	25,4	24,6
60	26,2	27,3	26,6	24,2	23,4	22,0
70	25,3	26,3	25,8	21,7	20,7	20,3
80	25,1	25,6	24,4	19,4	18,3	17,7
90	25,1	24,3	23,6	17,9	17,8	17,3

В результате такого распределения влажности почвы общее влагосодержание почвы в клетке оказывается значительно большим, чем в степи, что в совокупности с влиянием лесных полос в свою очередь повышает влажность воздуха. Это обстоятельство и объясняет большее испарение и меньшую испаряемость в клетке по сравнению со степью. На рис. 2 и 3 изображен ход испарения и испаряемости в степи и клетке. На графике за 9/VII (рис. 2) испаряемость в степи и клетке по абсолютной величине приблизительно одинакова. Это объясняется тем, что 6/VII прошел небольшой дождь и 7/VII и 8/VII была облачная погода, что и способствовало понижению испаряемости и повышению испарения. Особенно это хорошо выражено по наблюдениям в клетке за 8/VII.

Одновременное измерение испарения и испаряемости в степи и клетке показывает, что после выпадения осадков испаряемость резко уменьшилась и соответственно увеличилось испарение с малых испарителей. Если в дни без дождей отношение испаряемости к испарению в клетке было равно 11 : 1, а в степи это отношение доходило до 19 : 1, то на другой день после выпадения осадков небольшой интенсивности это отношение в степи становилось равным 2 : 1 (табл. 2).

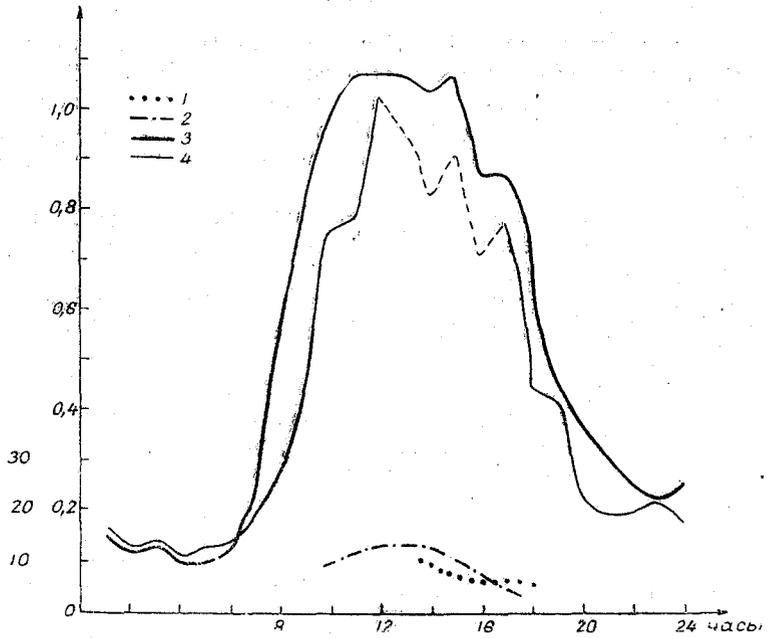


Рис. 2. Ход испарения и испаряемости в степи и межполосной клетке на паровом поле 9 /VII.  
 — испарение в степи, 2 — то же, в клетке, 3 — испаряемость в степи, 4 — то же, в клетке.

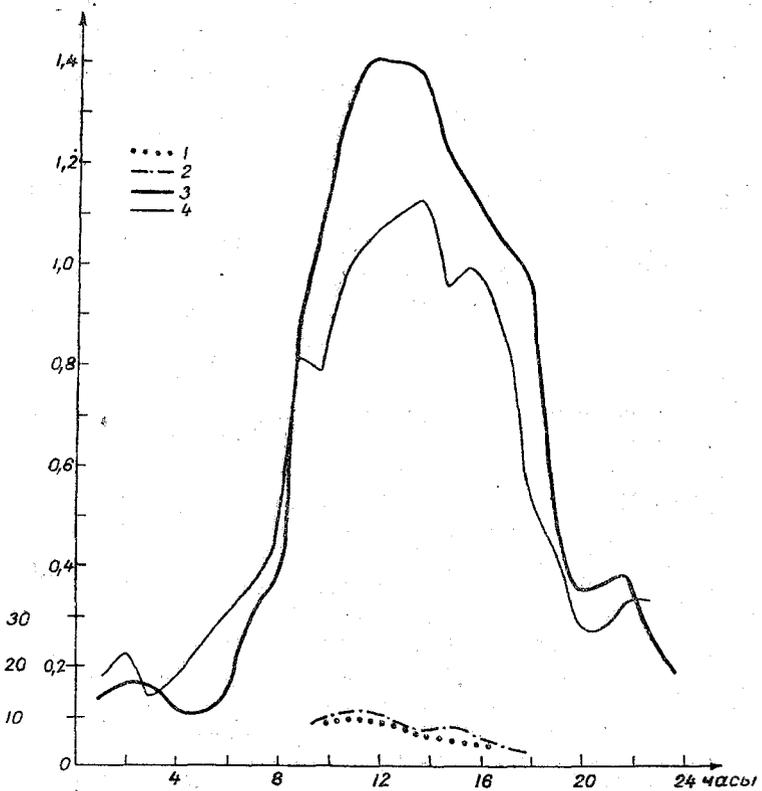


Рис. 3. Ход испарения и испаряемости в степи и межполосной клетке на паровом поле.  
 1 — испарение в клетке, 2 — то же, в степи, 3 — испаряемость в степи, 4 — то же, в клетке.

Отношение испаряемости к испарению по данным наблюдений  
в Каменной Степи

Число	Клетка			Степь		
	испаряе- мость (мм)	испарение (мм)	отношение	испаряе- мость (мм)	испарение (мм)	отношение
9/VII	3,80	0,481	8,0	4,16	0,37	11,3
10/VII	4,62	0,425	10,3	5,43	0,35	15,1
12/VII	2,72	0,241	11,3	—	—	—
13/VII	4,03	0,369	10,9	5,1	0,31	16,4
14/VII	3,93	0,351	11,3	—	—	—
16/VII	—	—	—	5,181	0,262	20,0
19/VII	—	—	—	2,855	1,373	с 18 на 19/VII дождь 2,0
20/VII	—	—	—	3,326	0,836	4,0

Эти данные хорошо согласуются с данными, полученными в Воейково в 1950 г. при испытании испарителя с постоянным увлажнением, где в период наблюдений проходили дожди и почва была достаточно увлажнена (табл. 3).

Таким образом, если по испарителю с постоянным увлажнением нельзя определить абсолютное значение испарения, то для почв достаточной влажности этот способ может быть применен для оценки величины испаряемости и изменения ее во времени суток.

На процесс испарения и испаряемости оказывает большое влияние также турбулентный обмен, который в степи больше, чем в клетке. Известно, что при условии близких величин относительной влажности воздуха в степи и клетке величина испаряемости будет зависеть главным образом от турбулентного обмена.

Пользуясь формулой М. И. Будыко, произведен расчет коэффициента турбулентности в клетке  $K_{кл}$  по известному коэффициенту турбулентности в степи  $K_{ст}$  и испаряемости в степи и клетке:

$$\frac{K_{кл}}{K_{ст}} = \frac{E_{кл} (q_1 - q_2)_{ст}}{E_{ст} (q_1 - q_2)_{кл}}, \quad (1)$$

где  $K_{кл}$ ,  $K_{ст}$  — коэффициент турбулентности в клетке и степи;  $E_{кл}$ ,  $E_{ст}$  — испаряемость в клетке и степи;  $(q_1 - q_2)_{кл}$ ,  $(q_1 - q_2)_{ст}$  — дефицит влажности в степи и клетке (табл. 4). Дефицит влажности рассчитывался по температуре испаряющей поверхности и абсолютной влажности воздуха на высоте 0,2 м в степи и клетке соответственно;  $K_{ст}$  — рассчитывался по формуле М. И. Будыко, по градиентам температуры и ветра на двух высотах.

Таким образом, применяя формулу (1) при одновременном использовании данных измерения испаряемости, оказывается возможным вычисление коэффициента турбулентности в клетке и в любых закрытых от ветра площадках.

Коэффициенты турбулентности в клетке (в м<sup>2</sup>/сек).

Время	10/VII			12/VII		
	$K_{ст}$	$K_{кл}$	отношение	$K_{ст}$	$K_{кл}$	отношение
8—9	—	—	—	0,336	0,150	0,45
10—11	0,334	0,244	0,73	0,302	—	—
12—13	0,358	0,300	0,84	0,369	0,198	0,54
14—15	0,480	0,404	0,84	0,306	0,186	0,60
16—17	0,333	0,288	0,86	0,404	0,197	0,44
18—19	0,179	0,112	0,63	0,364	0,173	0,48

## Выводы

1. Разработанный прибор оказался удобным для определения испаряемости и может быть использован для определения суточного хода этого элемента на любых сильно увлажненных почвах.

2. В районах орошения прибор может быть использован для учета своевременности поливов (основываясь на том, что над высохшей почвой влажность воздуха будет мала и испаряемость будет иметь большую величину).

3. Прибор может быть использован для расчета турбулентного обмена на площадях, закрытых от ветра, что до настоящего времени не удавалось сделать, так как градиентные методы для таких площадок оказывались несостоятельными, а испарения с малых монолитов дают неточные результаты.

## ИССЛЕДОВАНИЕ АСПИРАЦИИ В БУДКЕ В УСЛОВИЯХ ОТКРЫТОГО МЕСТА, ПРИ БОЛЬШИХ СКОРОСТЯХ ВЕТРА

Рядом исследований, начатых еще в двадцатых годах прошлого столетия, было доказано, что вследствие влияния ветра на показание психрометра недопустимо пользоваться постоянным психрометрическим коэффициентом  $A$  в психрометрической формуле при определении влажности воздуха психрометром в будке.

Несмотря на это, до сего времени методика наблюдений и обработки над влажностью воздуха без учета изменения аспирации внутри будки применяется не только на метеорологических станциях, расположенных на равнинной местности Европейской и Азиатской частей Советского Союза, но и на высокогорных и полярных станциях.

Между тем нельзя сравнивать соотношение между принятым в формуле психрометрическим коэффициентом  $A$  и величинами аспирации в будке, которая расположена на равнинной местности, где в течение года наблюдается более или менее однородный ветровой режим (0—6 м/сек.), с соотношением тех же величин, но в условиях высокогорья и заполярья, где в течение длительного времени наблюдаются либо штили, либо скорости ветра, превышающие 8 м/сек.

Для подтверждения приведем следующую таблицу по данным наших наблюдений (см. табл. 1).

Приведенные данные достаточно убедительно показывают, что за отдельные месяцы мы на высокогорных и полярных станциях при определении влажности воздуха обычным методом, принятым для равнинных станций, допускаем большую погрешность, которую на первый взгляд даже вряд ли можем оценить.

Таблица 1

	Алагез, 3250 м, 1935 г.		Эльбрус, 4250 м, 1937—1938 гг.		о. Четырехстолбовой, 1933—1934 гг.	
	штиль	скорость ≥9 м/сек.	штиль	скорость ≥9 м/сек.	штиль	скорость ≥9 м/сек.
Повторяемость в % за год	11	15	9	45	8	23
по месяцам						
при повторяемости ≥20%						
январь	—	25	—	45	20	—
февраль	—	25	—	40	20	—
март	—	—	—	40	—	—
май	—	—	—	—	—	30
июнь	25	—	20	—	—	—
июль	20	—	22	—	—	25
август	—	—	—	—	—	25
сентябрь	20	—	—	—	—	—
октябрь	—	—	—	—	—	40
декабрь	—	—	—	58	—	—

Для того чтобы при вычислении влажности воздуха всегда иметь величину психрометрического коэффициента  $A$ , соответствующую (или, во всяком случае, близкую) величине скорости воздуха, омывающего шарик смоченного термометра, можно идти двумя путями. Первый путь — это создание искусственной постоянной аспирации в будке (у шарика смоченного термометра), как это имеет место в аспирационном психрометре. Второй путь — это исследование естественной аспирации внутри будки и определение соответствующего поправочного коэффициента на аспирацию. У нас исследования шли и идут по второму пути.

Определению зависимости между аспирацией внутри будки и направлением и скоростью ветра вне ее, а также определению поправок на аспирацию к величинам влажности, полученным по данным психрометра и психрометрическим таблицам, посвящена настоящая работа.

Исследование аспирации внутри будки при малых скоростях ветра в условиях защищенной метеорологической площадки проводилось в 1936 г. с помощью теплового анемометра. Наблюдения велись в Слуцке отделом метеорологии Главной геофизической обсерватории. Этому исследованию посвящена статья Л. Ф. Щербаковой [3].

Наши исследования аспирации внутри будки в условиях открытого места, при больших скоростях ветра, проводились с помощью ручного анемометра в 1945 г. на аэрометстанции Сельцы.

При исследовании были применены следующие установки:

1. Флюгер с легкой доской, высота которого равнялась 10,6 м.
2. Ручной анемометр (№ 1), который помещался в психрометрической будке на средней доске дна, в том месте, где должен находиться шарик смоченного термометра.
3. Ручной анемометр (№ 2), который помещался на крыше будки с наветренной стороны.
4. Ручной анемометр (№ 3), который помещался у будки с наветренной стороны, на высоте 1 м от поверхности земли.

Анемометры включались одновременно. В большинстве случаев продолжительность экспозиции для каждой серии отсчетов составляла 3 минуты.

Будка, в которой проводились исследования, находилась на западной стороне метеорологической площадки и была в этом направлении совершенно открыта. На северо-западе, на расстоянии 7 м от нее, находился флюгерный столб. На восток шел ряд будок (4 штуки). С юга будка, так же как с севера и запада, была совершенно открыта.

Перед исследованием аспирации внутри будки и после его окончания было произведено сличение всех трех анемометров. В одном случае анемометры были размещены на крыше будки с наветренной стороны, а во втором случае — внутри будки. Размещены они были в следующей последовательности. Перед началом исследования анемометр № 1 находился с запада, в центре был помещен анемометр № 2, а анемометр № 3 — с востока. По окончании исследования анемометр № 1 находился с южной стороны, анемометр № 3 — с северной, а анемометр № 2 — в центре.

Полученные данные приведены в табл. 2.

Таблица 2

Размещение анемометров	Показания скорости ветра (в м/сек.)			
	флюгер	анемометр		
		№ 1	№ 2	№ 3
До начала исследования				
На крыше будки . . . . .	NNE — 7	6,5	6,4	6,6
Внутри будки . . . . .	NNE — 7	1,9	1,9	1,6
По окончании исследования				
На крыше будки . . . . .	WSW — 8	5,1	5,0	5,0
Внутри будки . . . . .	WSW — 8	1,7	1,6	1,8

Из табл. 2 видна полная согласованность в показаниях всех трех анемометров и до начала и после проведения всего цикла исследования, что служит гарантией надежности полученных данных.

Прежде чем приступить к сводным данным, относящимся собственно к самой аспирации внутри будки, необходимо вначале рассмотреть данные соотношений, касающихся скоростей ветра вне будки, на высотах флюгер и будка, которые приводятся в табл. 3.

В табл. 3, наряду с данными показаний флюгера и двух анемометров, один из которых находился над будкой, а второй — ниже будки, приведены также разности между показаниями указанных установок и их отношения.

Из табл. 3 видно, что:

а) если величина отношения скоростей ветра на высотах 2,75—1 м остается неизменной при всех скоростях ветра, то на высотах 10,6—2,75 м или 1 м она с увеличением скорости ветра уменьшается;

Таблица 3

Показание средней скорости (в м/сек.)	анемометр				Отношение показаний			Разность показаний	
	№ 2 (H = 2,75 м)		№ 3 (H = 1 м)		флюгера к анемометру № 2	флюгера к анемометру № 3	анемометра № 2 к анемометру № 3	флюгер — анемометр № 2 (H = 2,75 м)	анемометр № 2 (H = 2,75 м) — анемометр № 3 (H = 1 м)
	включена смежная скорость	средняя	включена смежная скорость	средняя					
флюгер (H = 10,6 м)									
2	1,8	1,8	1,3	1,3	0,90	0,65	0,7	0,2	0,5
3		2,6		1,9					
4	3,4	3,3	2,5	2,4	0,85	0,62	0,7	0,6	0,9
5		4,2		3,1					
6	4,8	4,8	3,5	3,5	0,80	0,58	0,7	1,2	1,3
7		5,3		3,8					
8	6,0	5,9	4,3	4,3	0,75	0,54	0,7	2,0	1,7
9		6,5		4,7					
10	7,3	7,1	5,2	5,1	0,73	0,52	0,7	2,7	2,1
12	8,1	8,3	5,7	5,8	0,68	0,48	0,7	3,9	2,4
14	3,9	8,8	6,2	6,1	0,64	0,44	0,7	5,1	2,7
17	9,4	9,6	6,5	6,7	0,55	0,40	0,7	7,6	2,9
20	9,8	9,8	6,8	6,8	0,49	0,34	0,7	10,2	3,0

б) в то время как величина разности показаний между скоростью ветра на высотах 2,75 и 1 м с увеличением скорости ветра становится стационарной, т. е. с увеличением скорости ветра состояние воздушного потока, заключенного между указанными высотами, становится все однороднее, на высотах 10,6 и 2,75 м величина разности заметно растет, т. е. состояние воздушного потока, ограниченного между высотами 10,6—2,75 м, все больше и больше теряет свою однородность.

Особенно наглядно можно это видеть на рис. 1, который к тому же может быть практически использован при расчетах скорости ветра на высотах 1 и 3 м, по данным показаний флюгера, имеющего высоту 10—11 м.

Теперь перейдем к рассмотрению вопроса, касающегося исследования самой аспирации внутри будки.

Вначале разберем, какова величина отношения между скоростью воздушного потока в наветренной и подветренной частях будки. Для решения этого вопроса в будке было размещено два анемометра (№ 1 и 3), наблюдения по которым проводились одновременно. В продолжении одной и той же серии наблюдений анемометры менялись местами.

Хотя количество серий с указанными наблюдениями было невелико, но все же можно считать установленным, что в подветренной части будки аспирация в среднем составляет для главных и составляющих румбов при слабых ветрах порядка

42<sup>0</sup>/<sub>0</sub>, а при свежих ветрах порядка 65<sup>0</sup>/<sub>0</sub> от аспирации в наветренной части будки.

Для смежных румбов наблюдается обратная картина. Величина аспирации в наветренной части будки на 40<sup>0</sup>/<sub>0</sub> меньше величины аспирации в подветренной части будки.

Для иллюстрации приводим табл. 4, в которой представлены данные отдельных серий наблюдений.

Следует указать также о полученном отношении величин аспираций в будке с полной установкой к величинам аспирации в свободной от установок будке.

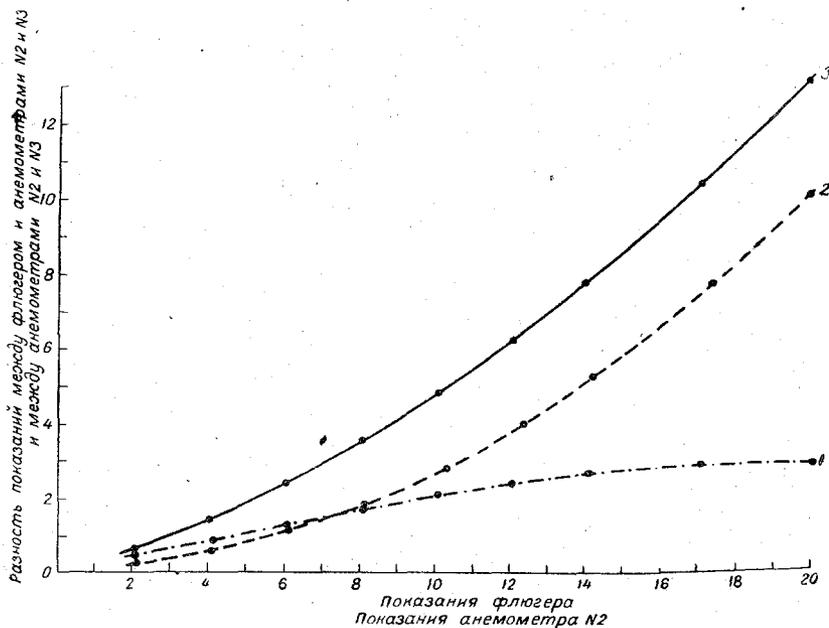


Рис. 1. График разностей.

1 — анемометр № 2 — анемометр № 3, 2 — флюгер — анемометр № 2, 3 — флюгер — анемометр № 3. Высоты: флюгера — 10,6 м, анемометра № 2 — 2,75 м, анемометра № 3 — 1 м.

Выразилось оно в следующих средних величинах: при ветрах северной и восточной четверти со скоростью до 5 м/сек. как 0,5 : 1,0, со скоростью до 10 м/сек.

Таблица 4

Дата	Флюгер	Показание скорости (в м/сек.)											
		анемометр				%		анемометр				%	
		№ 1		№ 3				№ 1		№ 3			
		стенка будки				стенка будки							
		запад-ная	север-ная	восточ-ная	южная	восточ-ная	южная	запад-ная	север-ная				
10/IV	W — 12	3,1	—	2,1	—	68	—	2,0	—	3,1	—	65	—
20/IX	N — 3 — 4	—	0,8	—	0,3	—	38	—	0,8	—	14	—	57
9/IV	WSW — 3 — 4	1,6	—	0,6	—	38	—	0,9	—	2,1	—	43	—
20/IX	NNE — 4	—	1,3	—	0,7	—	54	—	0,9	—	2,1	—	43
21/IX	SSE — 5	—	0,5	—	1,0	—	50	—	1,4	—	0,7	—	50
22/IX	WNW — 6 — 7	1,5	—	1,0	—	67	—	1,0	—	1,6	—	62	—
13/IV	NE — 2	0,5	—	0,3	—	60	—	—	—	—	—	—	—
6/X	SW — 12 — 9	1,6	—	2,7	—	59	—	2,2	—	1,3	—	59	—

как 0,8 : 1,0; при ветрах южной и западной четверти со скоростью до 10 м/сек. как 0,8 : 1,0, со скоростью свыше 10 м/сек. как 1,0 : 1,0.

Теперь, когда известно распределение и взаимоотношение скоростей воздушных потоков вне будки на разных высотах, а также взаимоотношения между аспирацией в разных частях будки и аспирацией в будке с полной установкой и свободной будкой, можно перейти к рассмотрению взаимоотношения между скоростью воздушного потока на уровне будки к аспирации внутри будки.

Ниже приводится сводная таблица с данными, относящимися к скорости воздушного потока на уровне будки (1, 2, 3 м) и к аспирации внутри будки.

Анализируя данные, помещенные в табл. 5, а также рис. 2, можно видеть, что величина аспирации зависит не только от скорости, но и от направления ветра и его характеристики.

В самом деле, в то время как ветры северного и восточного направлений, устойчивые и по направлению и по скорости, дали совершенно небольшой разброс точек  $\pm 0,3$  (метра), ветры южного и западного направлений, как неустойчивые и по направлению и по скорости, дали разброс точек порядка  $\pm 1,0$  (метра). Увеличенность разброса точек из-за неустойчивости по направлению понимается в том смысле, что в одном случае ветер встречает стену будки, в другом случае—ее угол. Следовательно, как было показано

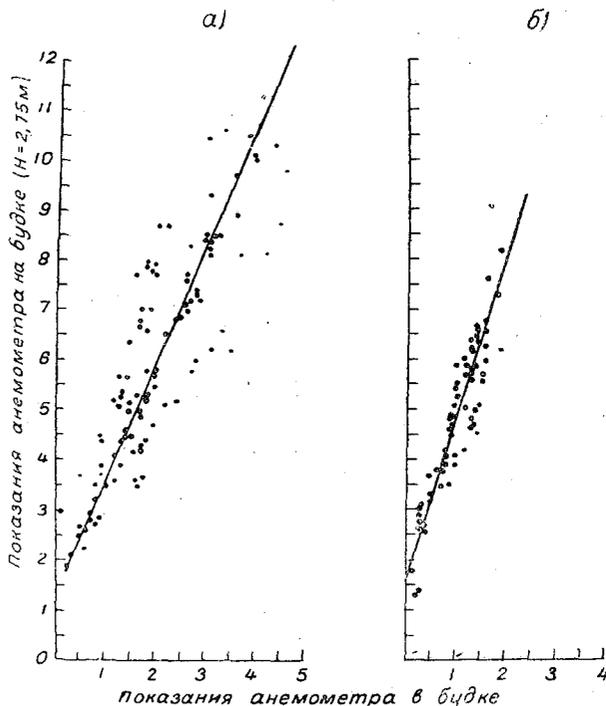


Рис. 2. График скоростей ветра по данным анемометров на будке и в будке.

а — ветер южного и западного направлений, б — ветер северного и восточного направлений.

Таблица 5

Скорость (в м/сек.)			Осредненная скорость воздушного потока на высоте будки (H = 2 м)	Показание анемометра № 1 (аспирация в будке)		Отношение к аспирации скорости воздушного потока							
Флюгер (H = 10,6 м)	анемометр			при ветре		на высоте (в м)							
	№ 2 (H = 2,75 м)	№ 3 (H = 1 м)				10,6		2,75		1		2	
				N; E	S; W	N; E	S; W	N; E	S; W	N; E	S; W		
2	1,5	1,0	1,3	0,2	0,2	0,10	0,13	0,13	0,20	0,20	0,15		
3	2,5	1,5	2,2	0,3	0,5	0,10	0,17	0,12	0,20	0,20	0,33	0,14	0,23
4	3,5	2,5	3,0	0,7	1,0	0,18	0,25	0,20	0,29	0,28	0,40	0,23	0,33
6	4,5	3,5	3,8	1,1	1,5	0,18	0,25	0,24	0,33	0,31	0,43	0,29	0,39
8	6,0	4,5	5,1	1,4	2,0	0,18	0,25	0,23	0,33	0,31	0,44	0,27	0,39
11	7,5	5,5	6,4	1,7	2,6	0,15	0,24	0,23	0,35	0,31	0,41	0,27	0,41
14	8,5	6,5	7,2	1,9	3,2	0,14	0,23	0,22	0,38	0,30	0,49	0,26	0,43
17—20	9,5	7,5	8,1	—	3,6	—	0,22	—	0,38	—	0,48	—	0,44
	10,5	8,5	9,0	—	4,1	—	—	—	0,39	—	0,48	—	0,46

выше, при первом положении в наветренной части будки аспирация будет больше, чем в подветренной ее части, а во втором положении наоборот.

Это обстоятельство хотя и косвенным образом, но указывает на то, что влажность воздуха, определение которой произведено при наличии ветров южного и западного направлений, должны считаться менее надежными и сравнимыми между собою, чем та влажность воздуха, определение которой произведено при северных и восточных ветрах.

По данным этой же таблицы видно, что, строго говоря, только при скорости ветра от 3,5 до 4,5 м/сек. величина аспирации внутри будки соответствует принятому психрометрическому коэффициенту, а при прочих скоростях ветра она сильно отличается, следовательно только эту влажность воздуха и можно считать свободной от погрешности на аспирацию.

Следует также отметить и то обстоятельство, что отношение аспирации внутри будки и скорости воздушного потока вне будки непостоянно. С повышением скорости ветра оно возрастает.

Для того чтобы составить таблицу погрешностей (поправок) влажности воздуха, которую получают за счет того, что не учитывают при обработке действительную аспирацию в будке, а пользуются при вычислениях влажности раз навсегда выбранным психрометрическим коэффициентом, были составлены графики поправок на аспирацию (рис. 3).

На графиках по вертикальной оси отложены величины влажности воздуха, вычисленные по формуле Ферреля, с учетом скорости ветра внутри будки, равной 0,2, 2 и 3 м/сек., а по горизонтальной — величины влажности воздуха, вычисленные по психрометрическим таблицам.

При составлении графиков расчетные данные велись по формуле [2].

$$x = f' - A'(t - t') B,$$

где  $x$  — абсолютная влажность,  $f'$  — упругость пара насыщающего воздуха при температуре смоченного термометра,  $t$  — температура воздуха по показанию сухого термометра,  $t'$  — температура смоченного термометра,  $B$  — атмосферное давление,  $A'$  — психрометрический коэффициент, зависящий от скорости ветра, величина которого определяется

$$\text{при } t' > 0 = 0,000630 \left( 1 + 0,00115 \cdot t' \cdot \left| \frac{\alpha + \beta v}{1 + \beta v} \right| \right),$$

$$\text{при } t' < 0 = 0,000630 \left( 1 + 0,00101 \cdot t' \cdot \left| \frac{\alpha + \beta v}{1 + \beta v} \right| \right),$$

$v$  — скорость ветра в сантиметрах в секунду,  $\alpha$  и  $\beta$  — величины постоянные, полученные Гросманом для термометров с большими шаровыми резервуарами (для психрометрических термометров, принятых на нашей сети), на основании наблюдений Н. Зворыкина

$$\alpha = 1,7172, \quad \beta = 0,02201,$$

Расчетные данные [1], на основании которых строились графики поправок, показали, что по сравнению с погрешностями при положительных температурах воздуха и высокой влажности погрешности при отрицательных температурах и низкой влажности получаются более существенными (см. табл. 6).

Поскольку в настоящее время скорость ветра определяется с довольно большой погрешностью, то, следовательно, учет аспирации в будке разумно вести с теми погрешностями, которые присущи погрешностям скорости ветра.

Руководствуясь этим соображением, а также и тем обстоятельством, что при некоторых смежных градациях аспирации величины влажности воздуха почти что тождественны, была использована для графика поправок на аспирацию не полная градация величин аспирации, приведенная в табл. 6, а следующая ее часть:

для отрицательной температуры 0,2; 0,85; 2; 3 м/сек.  
 для положительной „ 0,2; 0,85; 3 м/сек.



остается одного и того же порядка. При низкой влажности погрешности больше, чем при высокой влажности.

В силу изложенных обстоятельств, для того чтобы более надежно учитывать аспирацию внутри будки и производить определение влажности воздуха, необходимо:

I. Вести наблюдения над скоростью и направлением воздушного потока, непосредственно омывающего психрометрическую будку.

Для этой цели может быть использован любой экспедиционный (походной) типа прибор, измеряющий скорость ветра, который устанавливается с наветренной стороны будки на высоте 2 м и на расстоянии 2—3 м от будки (или на краю крыши). Наблюдения над ветром у будки следует производить непосредственно перед отсчетом психрометра.

Для перехода от скорости ветра на уровне будки к аспирации внутри будки могут быть рекомендованы табл. I и II (см. приложение). Таблицей I следует пользоваться в том случае, когда определение скорости воздушного потока на уровне будки производилось ветромером или ручным анемометром, установленным на крыше будки, а табл. II, когда ветромер или ручной анемометр установлен на высоте 2 м.

II. В тех случаях, когда скорость воздушного потока на уровне будки меньше 3 м/сек. и выше 4 м/сек., необходимо к влажности воздуха, вычисленной по психрометрическим таблицам, вводить поправку на аспирацию, которая и приведена в табл. III и IV (см. приложение).

В таблице III даны поправки на аспирацию для влажности при отрицательных температурах, а в табл. IV — при положительных.

Если аспирация в будке, найденная по табл. I или II, не будет соответствовать той, которая дана в табл. III и IV, то следует брать поправку, относящуюся к ближайшей аспирации. При аспирации, равной 1 м, поправок на аспирацию вводить не надо (влажность, вычисленная по психрометрическим наблюдениям, принимается без изменения). Если аспирация выше 3 м/сек., то каким бы превышение ни было, поправку на аспирацию следует брать при аспирации 3 м/сек.

При аспирации меньше 0,85 м/сек. поправку на аспирацию при 0,2 м/сек. следует интерполировать.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Зворыкин Н. Определение влажности воздуха с помощью психрометра. Записки императорской Академии наук, № 6, 1881 (приложение к XL т.).
2. Каминский А. Годовой ход и географическое распределение влажности воздуха на пространстве Российской империи. Метеорологический сборник императорской Академии наук, № 1, 1894 (приложение).
3. Щербак Л. Ф. Скорости движения воздуха внутри психрометрической будки и их влияние на точность измерения влажности. Труды НИУ ГУГМС, серия I, вып. 23, 1946.

Таблица I

Скорость ветра над будкой  
( $H = 2,75$  м)

Скорость воздушного потока внутри будки (в м/сек.)			Румбы
целые числа	десятые доли		
	0	5	
10	2,2	2,4	N; E
	3,7	4,0	S; W
9	2,0	2,1	N; E
	3,3	3,5	S; W
8	1,8	1,9	N; E
	2,9	3,1	S; W
7	1,6	1,7	N; E
	2,5	2,7	S; W
6	1,4	1,5	N; E
	2,1	2,3	S; W
5	1,1	1,2	N; E
	1,7	1,9	S; W
4	0,9	1,0	N; E
	1,3	1,5	S; W
3	0,8	0,8	N; E
	1,0	1,1	S; W
2	0,6	0,7	N; E
	0,7	0,8	S; W
1	0,4	0,6	N; E; S; W

Таблица II

Скорость ветра на высоте будки  
( $H = 2$  м)

Скорость воздушного потока внутри будки (в м/сек.)			Румбы
целые числа	десятые доли		
	0	5	
10	2,8	2,8	N; E
	4,4	4,7	S; W
9	2,5	2,6	N; E
	3,9	4,2	S; W
8	2,2	2,4	N; E
	3,4	3,7	S; W
7	1,9	2,1	N; E
	3,0	3,2	S; W
6	1,7	1,8	N; E
	2,4	2,7	S; W
5	1,4	1,5	N; E
	2,0	2,2	S; W
4	1,1	1,2	N; E
	1,5	1,7	S; W
3	0,8	1,0	N; E
	1,0	1,2	S; W
2	0,6	0,7	N; E
	0,7	0,8	S; W
1	0,4	0,6	N; E; S; W

Поправка на аспирацию при отрицательной температуре воздуха

Таблица III

Относительная влажность						Абсолютная влажность				
величина, вычисленная по психрометрической таблице	0,2 м/сек.		2 м/сек.	3 м/сек.		величина, вычисленная по психрометрической таблице	0,2 м/сек.		2 м/сек.	3 м/сек.
	величина, вычисленная по психрометрической таблице	2 м/сек.		величина, вычисленная по психрометрической таблице	3 м/сек.		величина, вычисленная по психрометрической таблице	2 м/сек.		
88—100	—1									
81—87	—2				0	96—				
74—80	—3				1	86—95				
67—73	—4	88—	0		2	74—85				
60—66	—5	74—87	1		3	62—73				
53—59	—6	60—73	2		4	50—61				
46—52	—7	40—59	3		5	40—49	4,9	0,0		
40—45	—8	30—39	4		6	30—39	4,1—4,8	—0,1	6,4	—
30—39	—9	20—29	5		7	20—29	3,3—4,0	—0,2	4,4—6,3	0,0
20—29	—10	11—19	6		8	11—19	2,4—3,2	—0,3	2,3—4,3	0,1
11—19	—11	0—10	7		9	0—10	1,5—2,3	—0,4	0,8—2,2	0,2
							0,6—1,4	—0,5	0,0—0,7	0,3
										0,4

Таблица IV

## Поправка на аспирацию при положительной температуре воздуха

Относительная влажность					Абсолютная влажность					
Величина, вычисленная по психром. табл.	0,2 м/сек.	Величина, вычисленная по психром. табл.	2 м/сек.	Величина, вычисленная по психром. табл.	3 м/сек.	Величина, вычисленная по психром. табл.	0,2 м/сек.	Величина, вычисленная по психром. табл.	2 м/сек.	3 м/сек.
92	0					23,1	-0,4	21,3—	0	0,1
82—91	-1					18,1—23,0	-0,5	18,8—21,2	0,1	0,2
70—81	-2			92—	0	15,0—18,0	-0,6	15,5—18,7	0,2	0,3
58—69	-3	57	0	74—92	1	12,5—14,9	-0,7	9,8—15,4	0,3	0,4
46—57	-4	40—56	1	40—73	2	9,6—12,4	-0,8	7,5—9,7	0,4	0,5
34—45	-5	22—39	2	22—39	3	6,9—9,5	-0,9	3,4—7,4	0,5	0,6
22—33	-6	8—21	3	8—21	4	3,0—6,8	-1,0	1,1—3,3	0,6	0,7
8—21	-7	0—7	4	0—7	5	1,2—2,9	-1,1	0,0—1,0	0,6	0,8

## ИСПАРЕНИЕ ВОДЫ ИЗ ДОЖДЕМЕРНОГО ВЕДРА И ВЕДРА ОСАДКОМЕРА В ЕСТЕСТВЕННЫХ УСЛОВИЯХ ПУСТЫНИ

В октябре — ноябре 1948 г., во время экспедиции Методического отдела ГГО в пустыню Кара-Кум на гидрометстанцию Ербент, были проведены параллельные наблюдения над испарением воды из ведра дождемера и ведра осадкомера Третьякова. Оба прибора находились в одинаковых условиях.

Порядок наблюдений был следующий. В дни, когда выпадение осадков не ожидалось (практически в течение целого месяца), два раза в сутки (в 7 и 19 час.) в ведро каждого прибора наливалась вода с таким расчетом, чтобы к началу серий (в 7 и 19 час.) в каждом ведре было воды по  $10 \text{ см}^3$ .

Измерение количества оставшейся, неиспарившейся воды в ведре в основном производилось в 7, 13, 15 и 19 час. и дополнительно в 10 и 17 час.

Вода, вылитая из ведра в дождемерный измерительный стакан, после измерения вновь выливалась в ведро.

Поскольку наблюдения за испарением осадков производились изо дня в день (серия за серией), то недоучет при измерении количества неиспарившейся воды за счет смачивания стенок и дна ведра не мог иметь места.

Следует указать, что потеря осадков на смачивание ведра в среднем составляет около одного деления измерительного стакана.

Всего по каждому прибору было сделано 115 измерений.

Заливка  $10 \text{ см}^3$  воды, что для дождемера составляет  $1,0 \text{ мм}$ , а для осадкомера —  $2,5 \text{ мм}$ , было обусловлено следующими соображениями:

1. Поскольку в песках Кара-Кум примерное среднее количество выпавших осадков в сроки их измерения составляет  $1,0 \text{ мм}$  для общего числа дней с осадками в течение года, то и желательно было установить потерю осадков применительно к этой величине.

2. Поскольку в условиях пустыни эффект нагревания ведра осадкомера должен сказаться особенно сильно из-за малой площади ведра и хорошего его обдува потоком теплого воздуха благодаря лепестковой защите, то было опасение, что  $4 \text{ см}^3$  ( $1,0 \text{ мм}$ ) воды не будет хватать и заливку придется производить среди дня, что было нежелательно. Наблюдения подтвердили наши опасения. В иные дни не  $4 \text{ см}^3$ , а все  $10 \text{ см}^3$  воды оказывались испарившимися до 19-часового срока наблюдений.

Для того чтобы наглядно представить, как в дневные часы идет испарение из ведра дождемера и ведра осадкомера, приводим график хода испарения воды (рис. 1), на котором также изображены кривые хода температуры и относительной влажности воздуха, направления и скорости ветра, облачности. Сопоставляя между собою кривые испарения воды из ведра дождемера и ведра осадкомера, можно видеть, что:

а) ход испарения от одного срока измерения воды к другому сроку у обоих приборов идентичен;

б) испарение воды у осадкомера значительно больше, чем у дождемера;

в) с увеличением температуры воздуха и скорости ветра, уменьшением влажности и облачности интенсивность испарения воды из ведра дождемера и осадкомера возрастает, при этом для осадкомера в большей степени, чем для дождемера.

Высказанные положения особенно хорошо просматриваются на диаграмме (рис. 2 и 3). Диаграмма наглядно иллюстрирует разницу в испарении воды из ведра осадкомера Третьякова и из ведра дождемера с конусообразной защитой при различных погодных условиях.

Как видно из диаграммы, из ведра осадкомера даже в ночное время наблюдается большое испарение воды.

Если в дневное время осадкомер Третьякова в некоторые дни показывал количество испарившейся воды в 5—6 раз большее, чем дождемер с конусообраз-

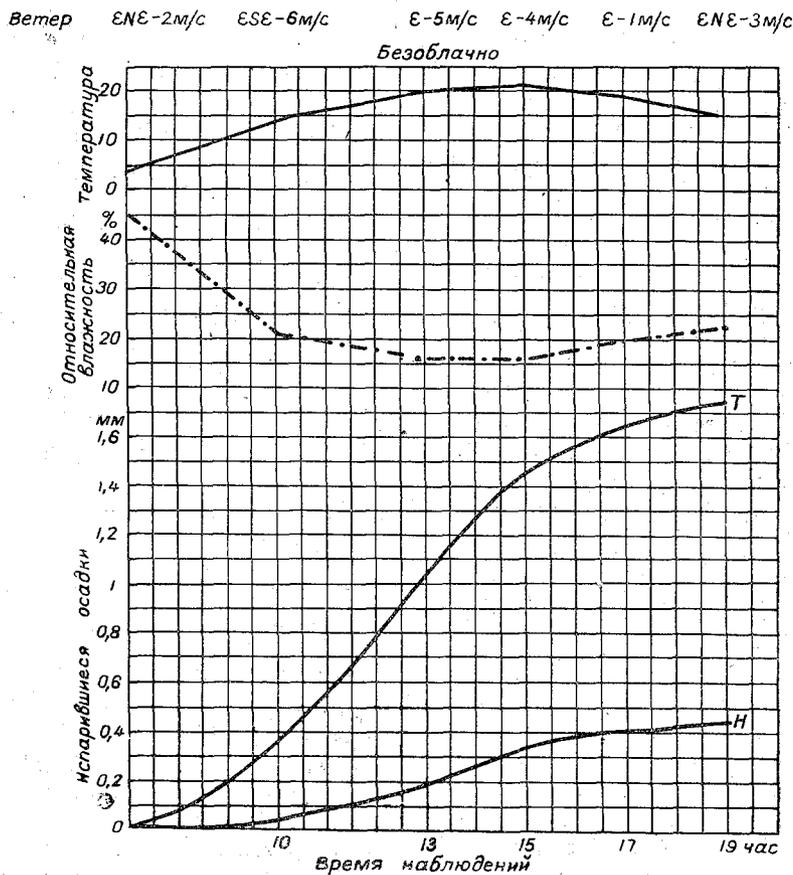


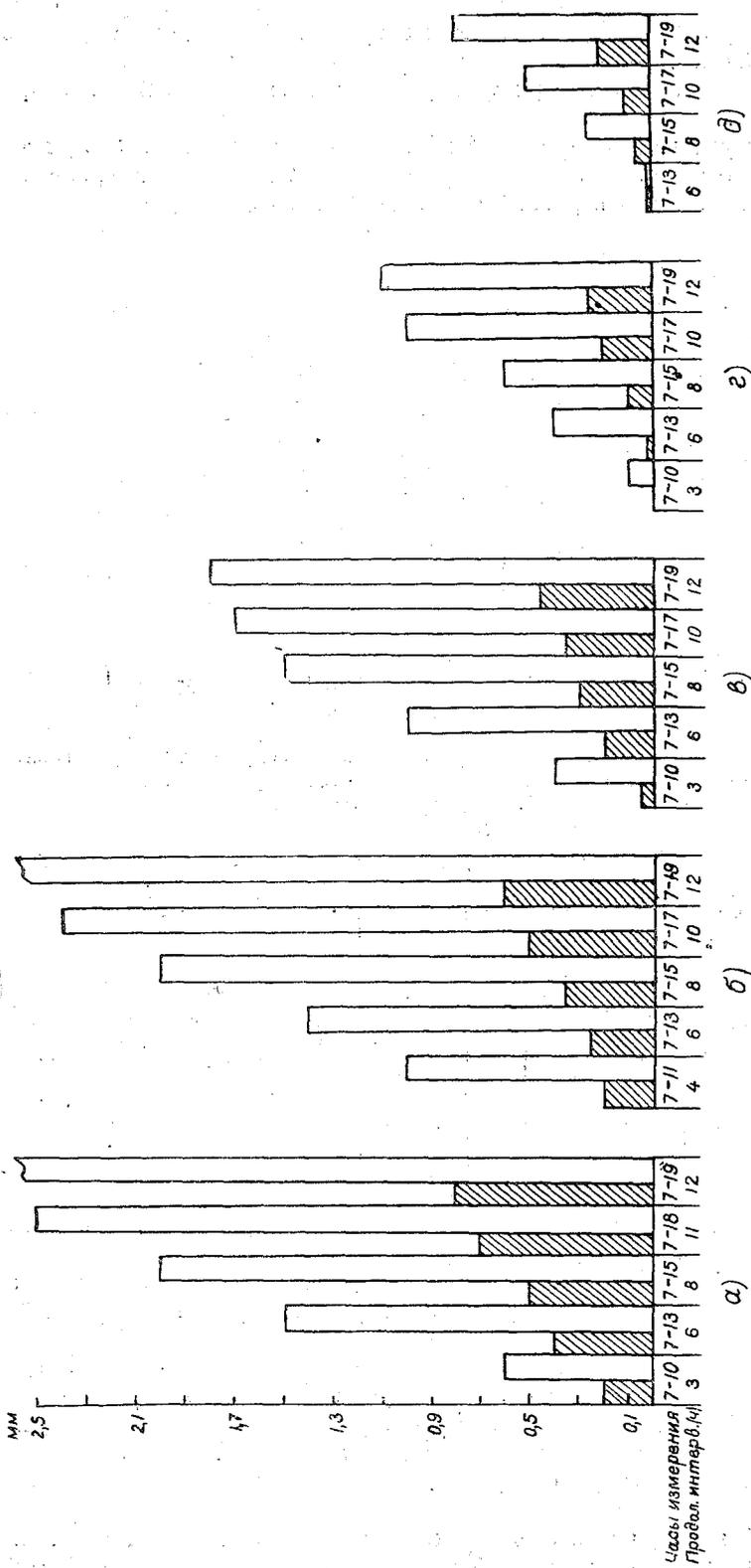
Рис. 1. График хода испарения воды из дождемерного ведра и ведра осадкомера.

T — осадкомер Третьякова, H — дождемер с конусообразной защитой.

ной защитой (23 и 24/X, 13/XI), то в ночное время количество испарившейся воды у первого прибора превышало количество испарившейся воды у второго прибора в 10—14 раз (12—13, 13—14, 24—25/X).

Это указывает, что на интенсивность испарения воды из ведра осадкомера, кроме температуры (нагрева солнцем) и влажности воздуха, огромное влияние оказывает поток воздуха, омывающий ведро. Вот почему даже в ночное время, когда исключен нагрев ведра непосредственно от солнца, величина испарения воды из ведра осадкомера в некоторые дни велика как сама по себе, так и по сравнению с величиной испарения воды из ведра дождемера, которое ограждено конусообразной защитой.

Так, например, в ночь на 13 и 14/X за 12 часов из ведра осадкомера испарилось 1,4 и 1,2 мм, что для 1 часа составило 0,1 мм — величину, весомую не только



Погодные условия

Графики	Дата	Средняя дневная			Состояние неба
		т-ра воздуха, град.	относит. влажность, %	скорость ветра, м/сек.	
а)	13/X 1948 г.	26	17	5	Безоблачно
б)	24/X	18	21	4	
в)	23/X	14	28	3	
г)	18/X	12	30	1	
д)	15/XI	12	45	2	Значительная облачность (облака верхнего яруса) 10, ЖФ

Рис. 2. Диаграмма испарения воды из лождемерного ведра и ведра осадкомера (днем).

Заштрихованные колонки — данные испарения из лождемерного ведра, незаштрихованные колонки — данные испарения из ведра осадкомера.

для осадков пустынных районов. В это же самое время из ведра дождемера испарилось за 12 часов 0,1 мм.

Эти данные испарения получены при температуре воздуха около 20° и скорости ветра 5—10 м сек.

Даже при температуре воздуха около 5° и штиле в ночь с 12 на 13/X испарение воды из ведра осадкомера получилось порядка 0,25 мм, в то время как из ведра дождемера величина испарившейся воды оказалась неизмеримой.

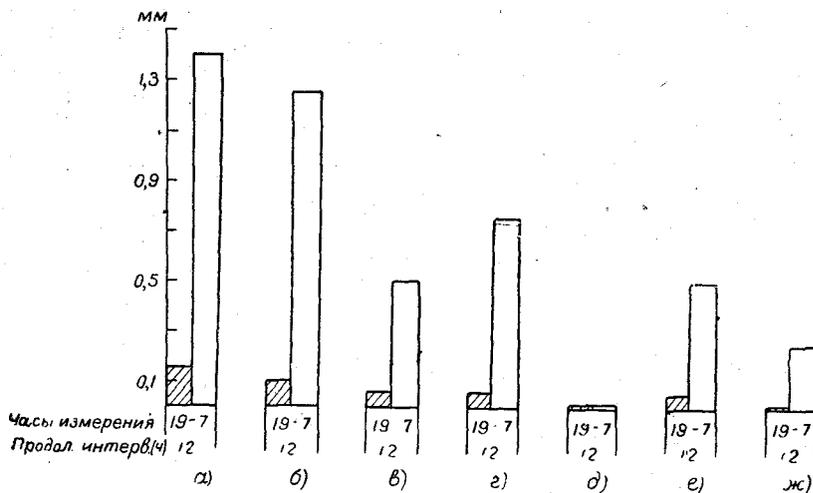


Рис. 3. Диаграмма испарения воды из дождемерного ведра и ведра осадкомера (ночью). Заштрихованные колонки — данные испарения из дождемерного ведра, незаштрихованные колонки — данные испарения из ведра осадкомера.

Погодные условия

Графики	Дата (в ночь)	Средняя ночная			Состояние неба
		т-ра воздуха, град.	относит. влажность, %	скорость ветра, м/сек.	
а)	1948 г. 12—13/X	23	11	5	Безоблачно
б)	13—14/X	18	45	10	Значительная облачность (облака среднего яруса)
в)	23—24/X	11,5	27	3	Безоблачно
г)	24—25/X	15	24	4	"
д)	22—23/X	8	41	2	"
е)	23—24/X	11,5	27	3	"
ж)	12—13/XI	6	42	штиль	"

Ниже, на основании материала наблюдений экспедиции, приводим две сводные таблицы.

В табл. 1 приведены средние величины наблюдавшегося испарения воды за 1 час по интервалам времени между первым и вторым замером неиспарившейся воды.

Как и следовало ожидать, наименьшие величины испарения получились в графах интервала времени в 10 и 12 часов между первым и вторым замером. В эти интервалы вошли величины испарений за весь день (включая утренние и вечерние часы), тогда как в прочие интервалы времени между замерами вошли лишь данные испарений за дневные часы (т. е. время дня с наибольшей интенсивностью испарения.)

По данным табл. 1 видно, что в среднем, безотносительно к погодным условиям и времени дня, из ведра осадкомера Третьякова испаряется воды в 4 раза больше, чем из ведра дождемера с конусообразной защитой, и в 6 раз больше в ночное время суток.

Таблица 1

## Испарение воды из дождемерного ведра и ведра осадкомера

Приборы	Интервалы времени от одного срока замера до другого (часы)							
	2	4	6	8	10	12	Среднее	Ночь, 12—7
	Средние величины испарения за 1 час по интервалам (в мм)							
Дождемер с конусообразной защитой . . . . .	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04	0,004
Осадкомер Третьякова . . . . .	0,15	0,15	0,15	0,15	0,13	0,12	0,14	0,025
Разница (дождемер—осадкомер) . . . . .	-0,11	-0,11	-0,11	-0,11	-0,10	-0,09	-0,10	-0,021

В табл. 2 приведены средние величины испарения воды из ведра дождемера и ведра осадкомера за 1 час по интервалам (за часы утренние, дневные, вечерние и ночные).

По данным таблицы хорошо прослеживается ход интенсивности испарения из ведра дождемера и ведра осадкомера. Наибольшее испарение из ведра дождемера с конусообразной защитой приходится на послеполуденные часы. Диапазон интервала времени с минимальной интенсивностью испарения из ведра осадкомера Третьякова оказывается более расширенным.

Таблица 2

Испарение воды из дождемерного ведра и ведра осадкомера  
(средние величины испарения за 1 час в мм)

Приборы	Время (часы)						
	7—9	9—11	11—13	13—15	15—17	17—19	Ночь, 19—7
Дождемер с конусообразной защитой . . . . .	0,032	0,032	0,034	0,039	0,045	0,041	0,004
Осадкомер Третьякова . . . . .	0,148	0,150	0,158	0,158	0,158	0,150	0,025
Разница (дождемер—осадкомер) . . . . .	-0,116	-0,118	-0,124	-0,119	-0,113	-0,109	-0,021

Резюмируя все изложенное, следует констатировать следующее:

1. Интенсивность испарения выпавших осадков из ведра дождемера Третьякова, как и сама величина испарившихся осадков, в значительной степени больше, чем из ведра дождемера с конусообразной защитой.

2. Измерение выпавших осадков в пустынных районах (а также на всех метеостанциях юга) необходимо производить сейчас же, как только выпадение осадков прекратилось хотя бы на время.

3. Несвоевременность измерения выпавших осадков (не в час их прекращения) дает погрешность в измерении в среднем (безотносительно к погодным условиям) за каждый дневной час 0,04 мм для дождемера и 0,15 мм для осадкомера.

Кроме того, не следует забывать о недоучете выпавших осадков за счет смачивания ведра, которое дает погрешность порядка 0,1 мм.

4. В районах с малой интенсивностью и малым количеством осадков при подсчете дней с осадками необходимо также учитывать и дни с осадками менее 0,1 мм.

## О РАДИУСЕ ДЕЙСТВИЯ МАГНИТНЫХ ОБСЕРВАТОРИЙ

### Введение

Известно, что только для пунктов, расположенных на близком расстоянии от магнитной обсерватории, можно считать, что в данном месте вариации происходят совершенно так же, как и в обсерватории. По мере удаления пункта наблюдений от магнитной обсерватории характер вариаций на нем изменяется, и, таким образом, вариации в этом пункте нельзя считать идентичными с вариациями в магнитной обсерватории.

То расстояние, до которого можно пользоваться вариациями данной магнитной обсерватории, допуская ошибку, не превосходящую определенной величины, обычно называют радиусом действия магнитной обсерватории. Таким образом, для различных потребителей радиус действия может иметь различную величину, зависящую от точности, требуемой при проведении определенного вида работ. Однако этот радиус, при выбранной точности, зависит не только от взаимного расположения пункта наблюдений и обсерватории, но также и от степени возмущенности магнитного поля в период наблюдений.

Для приведения полевых наблюдений к середине года необходимо знать, при каких условиях и на каком расстоянии от обсерватории можно пользоваться ее вариациями и какова погрешность, допускаемая при этом. Мы поставили себе задачу выяснить, какая погрешность будет допущена, если на одной обсерватории пользоваться вариациями другой обсерватории, ближайшей к ней, как наилучшим образом использовать эти вариации и при каких условиях использование вариаций становится затруднительным и не отвечает своему назначению. Выбранный путь позволит практику-магнитологу воспользоваться сделанными выводами для любого вида производимой им съемки и решить вопрос, нужна ли для его целей вариационная станция или можно обойтись без нее.

### Описание использованного материала

Для работы использованы в основном результаты наблюдений по среднеширотным магнитным обсерваториям СССР за 1949 г. Достоинством этих наблюдений является их однородность, так как все они выполнены по одной программе и обработаны по единой методике.

В табл. 1 помещен перечень обсерваторий, материалы которых использовались, и указан источник, откуда они получены. Обсерватории размещены в порядке убывающих широт; в скобках указано сокращенное обозначение названия обсерватории. Сначала перечислены обсерватории СССР и затем зарубежные.

По некоторым обсерваториям имелись магнитные данные не в полном объеме, а именно: для Южно-Сахалинска за 1949 г. — вариации только по склонению, а по Владивостоку — суточные ходы элементов  $D$ ,  $H$ ,  $Z$  по сезонам. По всем же остальным обсерваториям в нашем распоряжении были все необходимые материалы.

Таблица I

№ п/п.	Место расположения обсерватории и сокращенное обозначение	$\varphi$	$\lambda_E$	$\Phi$	$\Delta$	Источник, откуда получены данные	Год наблюдения
1	Средникан (Ср)	62,6°	152,3°	53,2°	210,5°	Фонды НИИЗМ	1949
2	Якутск (Я)	62,0	129,7	51,0	193,8	" "	1949
3	Ленинград (Л)						
	(Войковово)	60,0	30,7	56,0	117,0	Фонды ГГО	1949
4	Ленинград (Л)						
	(Павловск)	59,9	30,5	56,0	117,0	Геомагнитный и электрометеорологический бюллетень, №№ 12, 13, 14, 15; ГГО, 1928, 1929	1928
	То же . . .	59,9	30,5	56,0	117,0	То же, № 21	1933
	"	59,9	30,5	56,0	117,0	" № 24	1935
5	Свердловск (С)						
	(Высокая Дубрава)	56,7	61,1	48,5	140,7	Фонды НИИЗМ.	1949
	То же . . .	56,7	61,1	48,5	140,7	Геомагнитный и электрометеорологический бюллетень, №№ 12, 13, 14, 15; ГГО, 1928, 1929	1928
6	Казань (К) (Займище)	55,8	48,8	49,3	130,4	Фонды НИИЗМ	1949
7	Москва (М), НИИЗМ	55,5	37,3	52,0	120,3	" "	1949
8	Иркутск (И) (Зуй)	52,5	104,0	41,0	174,4	" "	1949
	То же . . .	52,5	104,0	41,0	174,4	Геомагнитный и электрометеорологический бюллетень, № 16, ГГО, 1930	1928
9	Южно-Сахалинск (Ю-С)	47,0	142,8	36,9	203,5	Фонды НИИЗМ	1949
10	Одесса (О)	46,8	30,9	43,8	110,9	" "	1949
11	Владивосток (В) (Майтун)	43,2	132,3	32,4	198,3	" "	1948
12	Тбилиси (Тб) (Душети)	42,1	44,7	36,7	122,1	Фонды НИИЗМ	1949
13	Ташкент (Та) (Келес)	41,3	69,3	32,4	143,7	" "	1949
14	Стокгольм (Ст) (Лово)	59,4	17,8	58,0	105,7	Ergebnisse der Beobachtungen des magnetischen Observatoriums zu Lövo (Stockholm) im Jahre 1935 von Sven Aslund, Stockholm 1940	1935
15	Соданкюля (Со)	67,4	26,6	63,8	120,0	Ergebnisse der magnetische Beobachtungen des Observatoriums zu Sodankylä im Jahre 1935 von E. Sucksdorff (Veröffentlichungen des geophysikalischen Observatoriums der Finnischen Akademie der Wissenschaften, Nr 23)	1935

### Установление типов вариации для их учета

Практическое использование магнитных вариаций состоит в том, что их исключают из наблюдаемых значений магнитных элементов при различного вида магнитных съемках. Указанный процесс, как известно, носит название приведения наблюдений к эпохе, а за эпоху обычно принимают середину года наблюдений. В основе приведения положены два научно обоснованных факта, или положения. Первое положение утверждает, что спокойные суточные вариации зависят главным образом от широты и местного времени; это значит, что эти вариации сходны по

своему характеру в двух местах, лежащих примерно на одной широте, если их рассматривать для одинаковых моментов по местному времени. Это положение наиболее справедливо для низких и средних широт.

Согласно второму положению, интенсивные мировые магнитные возмущения, называемые магнитными бурями, контролируются мировым временем; это значит, что эти возмущения сходны по своему характеру в двух местах, не особенно между собою удаленных, если их рассматривать для одного и того же физического момента.

Спокойные суточные вариации и возмущенные вариации составляют главную часть приведения к середине года. Помимо учета указанных вариаций, необходимо принимать во внимание отклонение среднего суточного значения от среднего месячного (так называемое последствие возмущенного поля), годовой ход, а иногда и вековой ход.

Для удобства изучения влияния вариаций на наблюдение мы их расчленили на указанные составные части и рассматривали каждую из этих вариаций в отдельности. Суммарную вариацию, накладывающуюся на значение постоянного поля, мы полагаем состоящей из этих частей.

Пусть  $F(t)$  — фактически наблюдаемое значение элемента в момент времени  $t$ ;  $F_a(t)$  — среднее годовое значение этого элемента, центрированное на момент времени  $t$ ;

$F_a(t_0)$  — среднее годовое значение, центрированное на середину года (эпоху);  $F_a(t) - F_a(t_0)$  представляет собою вековую вариацию этого элемента за промежуток времени  $t - t_0$ .

Если  $F_m(t)$  — среднее месячное значение магнитного элемента, то  $F_m(t) - F_a(t_0)$  представляет его годовую вариацию для месяца наблюдений.

Средняя за месяц величина магнитного элемента  $F_h(t)$  для времени наблюдений  $t$  может быть представлена в виде

$$F_h(t) = F_m(t) + \sum \frac{1}{n} [F(t) - F_a(t)],$$

где  $n$  — число дней в месяце, а  $F_a(t)$  — среднее суточное значение элемента.

Отклонение действительно наблюдаемого значения магнитного элемента от его среднемесячной величины для того же момента представляет собою возмущенную вариацию  $F(t) - F_h(t)$ .

Таким образом, вариация магнитного элемента, т. е. отклонение наблюдаемого значения от среднего годового, может быть представлена следующим тождеством:

$$\begin{aligned} F(t) - F_a(t_0) = & \underbrace{[F_a(t) - F_a(t_0)]}_{\text{вековая вариация}} + \underbrace{[F_m(t) - F_a(t)]}_{\text{годовая вариация}} + \\ & + \underbrace{[F_h(t) - F_m(t)]}_{\text{среднемесячная суточная вариация}} + \underbrace{[F(t) - F_h(t)]}_{\text{возмущенная вариация}}. \end{aligned} \quad (1)$$

В случае спокойного поля  $F(t) - F_h(t)$  можно положить равным нулю, а  $F_h(t) - F_m(t)$  представить в виде

$$[F(t) - F_a(t)] + [F_a(t) - F_m(t)],$$

где вторая сумма представляет последствие возмущенного поля.

Таким образом, для спокойного поля вариация магнитного элемента имеет следующий вид:

$$\begin{aligned} F(t) - F_a(t_0) = & [F_a(t) - F_a(t_0)] + [F_m(t) - F_a(t)] + [F(t) - F_a(t)] + \\ & + [F_a(t) - F_m(t)]. \end{aligned} \quad (2)$$

Величина приведения и в общем случае и в случае спокойного поля вычисляется по приведенным тождествам (1) и (2), но имеет обратный знак.

Для пункта наблюдения, расположенного в непосредственной близости от магнитной обсерватории, можно полагать, что вариации протекают идентично. Заметим, что микровариации мы оставляем в стороне, поскольку они еще мало изучены и по своей величине не выходят, по видимому, за пределы погрешности и полевых и в большинстве случаев обсерваторских измерений.

Принимая во внимание, что на практике пользуются вариациями магнитной обсерватории для пунктов, расположенных на значительном от нее расстоянии, т. е. в местах, где вариации не могут быть идентичными с таковыми в обсерватории, будем рассматривать каждый из типов вариаций в отдельности. Сперва рассмотрим качественные особенности различных типов вариаций. Количественные подсчеты будут произведены отдельно.

### Рассмотрение различных типов вариации и установление погрешностей от этого типа

Здесь рассматриваются различного типа вариации только для среднеширотных обсерваторий.

Обыкновенно при выполнении приведения пользуются таблицами ежечасных значений магнитных элементов, интерполируя значение элемента на момент наблюдения, подсчитанный с точностью до 0,1 часа. Поэтому, прежде чем переходить к изучению и сопоставлению между собою вариаций в обсерваториях, представлялось необходимым выяснить, какое различие в вариациях получится при пользовании этими таблицами вместо мгновенных значений для моментов наблюдений.

Для этой цели было произведено сопоставление по вариациям в Воейково ежечасных значений магнитных элементов, которые, как известно, относятся к середине часа, с мгновенными значениями, взятыми также для середины часа. Для этого были выбраны 12 дней в году, по одному дню для каждого месяца. Сопоставление было произведено для дней различной степени возмущенности. При сопоставлении мы считали вариации совпадающими в пределах точности наблюдений и обработки, если разность их не превосходила по склонению  $1'$  и по силам  $3\gamma$  согласно предыдущему исследованию [1]. В большинстве случаев расхождения не превышали указанных величин и были меньше их ( $1-2\gamma$  и  $0,5-0,7'$ ). Больше эти разности были для часов, оцененных трехбалльной характеристикой  $C=2$  и 1. Просмотр магнитограмм показал, что расхождения, превышающие предел погрешности, падают на часы с возмущенным полем, характеризующимся либо большой подвижностью элемента, либо же немонотонным его изменением, например, во время бухтообразных возмущений. Наименьшее количество расхождений, превышающих установленный предел, наблюдалось у вертикальной силы  $Z$ , вариации которой, как известно, протекают наиболее плавно.

Если полевые магнитные изменения происходят в время возмущений, то качество их всегда ниже, чем при наблюдениях при спокойном поле, что объясняется главным образом трудностью правильной оценки положения магнита вследствие его быстрого перемещения. Снимание с магнитограммы мгновенных значений при возмущенном поле также сопровождается большими погрешностями, чем при спокойном поле, ввиду невозможности точно фиксировать на ленте момент времени. Таким образом, при возмущенном поле вычисление вариаций по мгновенным значениям магнитного поля в обсерватории не может дать более качественного результата. Поэтому методику приведения наблюдений по таблицам ежечасных значений надо считать правильной и целесообразной. Это заключение относится не только к приведению наблюдений по общей магнитной съемке, но также и к съемкам только вертикальной силы, производимой для разведочных целей.

Поэтому исследования велись на материале, помещаемом обычно в таблицах ежечасных величин магнитных элементов или на нем основанном. Таким образом, наименьшим промежутком времени, к которому относили значение магнитного элемента, будет, как правило, один час времени какого-либо одного дня; значение магнитного элемента для любого такого часа принято считать центрированным около получаса, хотя это верно только при отсутствии возмущений.

Условимся вековой ход обозначать символом  $\delta f$ , годовой ход — символом  $\Gamma f$  (как это сделано у В. И. Афанасьевой [2]) и суточный ход — символом  $\Delta f$ . Вместо  $f$  будем ставить символ рассматриваемого магнитного элемента. Например, суточный ход горизонтальной силы будет обозначаться через  $\Delta H$ , годовой — через  $\Gamma H$  и вековой — через  $\delta H$ .

Вековой ход  $\delta f$ . Рассмотрим влияние векового хода на наблюдения только в пределах одного года. Вековой ход, как принято считать, является непрерывным во времени и изменяющимся линейно в течение года. Таким образом, вековой ход нарастает пропорционально времени, протекшего с какого-то определенного момента. Чаще всего таким моментом считают середину года (0 час. 1 июля). Поскольку вековой ход изменяется не только во времени, но и в пространстве, то допущение в пункте наблюдений такого же векового хода, как в обсерватории, вообще говоря, ошибочно.

Так как по картам изопор легко установить разницу в вековом ходе для двух каких угодно пунктов, то поправку за разность векового хода легко учесть, а следовательно, и ввести. Существенное значение эта поправка имеет только при значительных разностях в вековом ходе.

Годовой ход  $\Gamma f$ . Изучению годового хода посвящено значительное количество работ [2, 3, 4, 5], в которых в основном установлен его характер.

Для средних широт  $\Gamma H$  имеет вид двойной волны с максимумами в июне — июле и январе и минимумами в феврале — марте и октябре. Амплитуда колебаний не превосходит в среднем 10—20  $\gamma$ . Эти особенности подтверждаются всеми авторами. Годовой ход  $\Gamma D$ , по Лейсту [3] и Фриче [4], представляет двойную волну с фазами, противоположными  $\Gamma H$ , т. е. с минимумами в июне — июле и декабре — январе и максимумами в феврале и ноябре, средняя амплитуда 2'; в более южных обсерваториях, например в Иркутске,  $\Gamma D$  почти отсутствует. К такому же выводу приходит и В. И. Афанасьева по  $\Gamma Y$  [2];  $\Gamma Z$  не так определенно выражен, как  $\Gamma H$ , и имеет вид двойной волны с амплитудой порядка 16—20  $\gamma$ .

Как видно, годовой ход магнитных элементов вообще невелик. Для выяснения, каковы различия в годовом ходе магнитных элементов  $D$ ,  $H$ ,  $Z$  в разных обсерваториях и какова величина той ошибки, которую можно допустить, полагая годовой ход в некотором месте таким же, как в ближайшей обсерватории, был вычислен годовой ход магнитных элементов  $D$ ,  $H$ ,  $Z$  за 1949 г. по всем обсерваториям, данные по которым были в нашем распоряжении. Годовой ход везде был исправлен за вековой ход. Введение поправок за вековой ход было произведено следующим образом: допустив, что изменение векового хода в течение года происходит равномерно (назовем его  $A$ ), мы это изменение разделили на 24 и вычислили величину, равную  $\frac{A}{24}$ ,  $\frac{3A}{24}$  ... до  $\frac{11A}{24}$ ; величину, равную  $\frac{A}{24}$ , придавали к значениям годового хода за июнь и июль,  $\frac{3A}{24}$  — к этим же значениям за май и август и так далее; поправки, одинаковые по численному значению, были прибавлены к годовому ходу с разными знаками, в зависимости от знака векового хода.

Годовой ход элементов  $H$ ,  $Z$ ,  $D$  представлен графически на рис. 1. Из рисунка видно, что при сохранении в основном характера годового хода, как он описан ранее [2, 3, 4, 5], в годовом ходе магнитных элементов за 1949 г. проявляются индивидуальные особенности, зависящие от положения года, занимаемого им в цикле солнечных пятен (магнитной активности). В самом деле, сильно пониженное значение  $H$  за октябрь, наблюдаемое во всех обсерваториях, вызвано большим количеством происшедших в октябре бурь, которые, как известно, вызывают понижение значений горизонтальной силы.

Сопоставляя годовые ходы одного элемента для различных обсерваторий, легко заметить их большое сходство между собою. Особенно заметно это сходство в  $\Gamma H$ , хотя в некоторых случаях бывают от него отступления. Например, в обсерваториях Казань, Иркутск, Тбилиси и Ташкент среднемесячное значение  $H$  в сентябре выше, чем в августе, а в обсерваториях Ленинград, Средникан, Москва,

Якутск Свердловск, Одесса среднемесячное значение  $H$  в сентябре ниже, чем в августе. Меньше подобия наблюдается в годовом ходе  $FZ$  и  $FD$ . Совершенно особый годовой ход  $FD$  наблюдается в Якутске; он находит себе повторение в Южно-Сахалинске, хотя в значительно уменьшенном виде. В Иркутске годовой ход  $FD$  почти отсутствует; вообще годовой ход  $FD$  для всех обсерваторий невелик.

Таким же образом был изучен ход  $Gf$  за 1935 г. для обсерваторий Соданкюля, Стокгольм и Павловск, за 1933 г. — для обсерваторий Кандалакша, Павловск, Свердловск и некоторых полярных обсерваторий и за 1928 г. — для обсерваторий Павловск, Свердловск и Иркутск.

Рассмотрение указанного материала для среднеширотных обсерваторий показало, что и в эти годы сохраняется подобие в годовом ходе всех элементов. Годовой

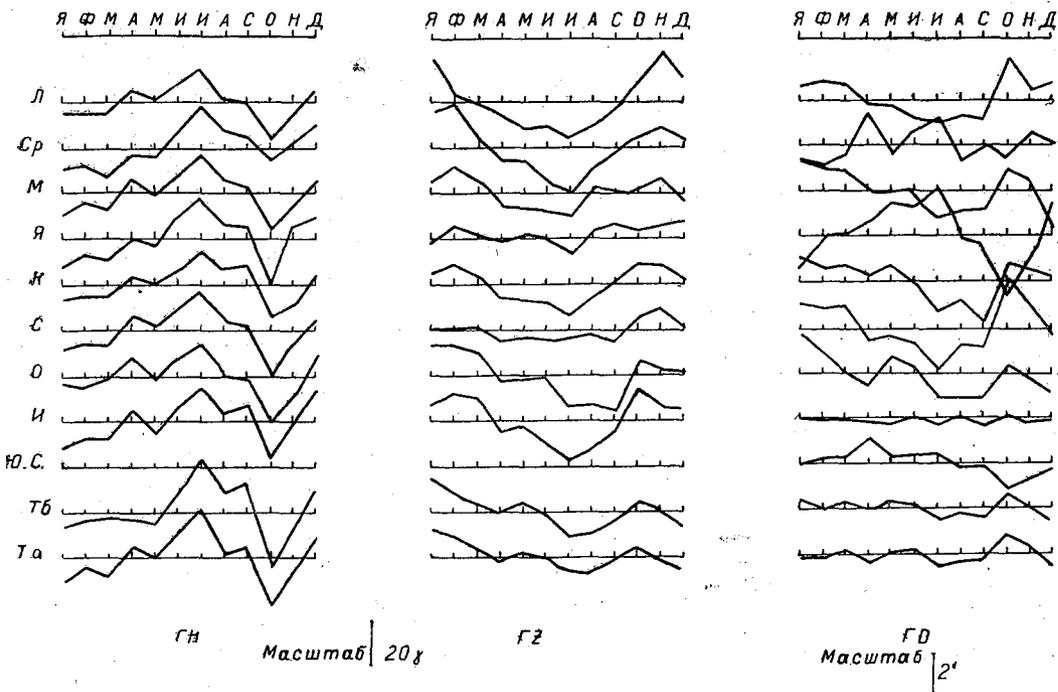


Рис. 1. Годовой ход  $H, Z, D$  за 1949 г. по среднеширотным, магнитным обсерваториям.

же ход для полярных обсерваторий проявляет с годовым ходом среднеширотных обсерваторий значительно меньше подобия и по амплитуде превосходит его от 1,2 до 2—3 раз, в зависимости от места расположения обсерватории. Таким образом, пределы распространения годовых вариаций среднеширотных обсерваторий к северу невелики.

Существует мнение, что среднее годовое значение без значительной ошибки может быть заменено средним значением за июнь и июль. Это допущение может привести к средним ошибкам: по  $H$  — в 6—7  $\gamma$ , по  $D$  — в 0,6—0,7' и по  $Z$  — до 9  $\gamma$ . В отдельные же годы ошибка может быть и больше. В табл. 2 помещены разности между средним значением за июнь и июль и средними годовыми значениями по элементам  $D, H, Z$  за 1949 г. для среднеширотных магнитных обсерваторий.

Рассмотрение этой таблицы показывает, что если по элементу  $D$  этой разностью можно пренебречь, то для  $Z$  и в особенности  $H$  замена среднего годового значения средним значением за июнь и июль влечет за собою систематическую ошибку, достигающую до 10  $\gamma$  и выше. Особенно опасно использование для приве-

дений среднего значения за июнь и июль для  $H$  еще и потому, что часто по приведенным величинам  $H$  и  $I$  вычисляют значение  $Z$ ; погрешность в  $H$  вызывает в  $Z$  погрешность в 3 раза бóльшую, и, следовательно, абсолютное значение  $Z$  будет ошибочным на величину от 30 до 50 γ.

Последствие возмущенного поля. Под последствием возмущенного поля понимается разность между средним суточным значением элемента и средним месячным его значением по всем дням. Для дней с магнитными бурями и следующих за ними днями последствие возмущенного поля проявляется особенно заметно.

Правильнее было бы рассматривать явление последствия по отношению к среднему месячному значению элемента по спокойным дням, так как в эти дни влияние возмущений является наименьшим. Имея в виду, что для среднеширотных

Таблица 2

Обсерватории	Разность: среднее за июнь и июль — среднее за год		
	$D$	$H$	$Z$
Средникан . . . . .	0,8'	12γ	-18γ
Якутск . . . . .	1,7	13	-4
Ленинград . . . . .	-0,9	10	-13
Свердловск . . . . .	-1,4	14	-4
Казань . . . . .	-0,8	10	-10
Москва . . . . .	-0,7	12	-9
Иркутск . . . . .	-0,2	10	-14
Южно-Сахалинск . . . . .	0,4	—	—
Одесса . . . . .	-0,3	11	-7
Тбилиси . . . . .	-0,3	16	-6
Ташкент . . . . .	-0,2	16	-3

обсерваторий средние месячные значения по обеим категориям дней мало отличаются между собою и что для приведения пользуются средними значениями по всем дням, мы будем использовать среднее месячное значение элементов также по всем дням.

Ход среднесуточных значений магнитных элементов в дни после возмущений описан Вестайном [5], Бартельсом [6], отчасти Цинком [7] и др. Эти авторы показали, что во время возмущения горизонтальная сила земного поля становится меньше, а в дни, следующие за бурей, наблюдается постепенное ее увеличение, про-

должающееся иногда в течение многих дней. Изменение магнитного склонения прямо противоположно изменению  $H$ . Что касается вертикальной силы, то ее изменения не носят такой правильной формы, как изменения  $H$ . На рис. 2 и 3 представлен ход последствия возмущенного поля для магнитных элементов  $H$ ,  $Z$  и  $D$  в день бури и в дни, следующие за ней, в отклонениях среднего суточного значения от среднего месячного (по всем дням) для среднеширотных магнитных обсерваторий СССР за 1949 г. В общем для  $H$  и  $D$  наблюдается такой же ход, как указан в работах [5, 6, 7]. Ход же  $Z$  не согласуется с утверждением, что отклонения  $Z$  малы и неправильны на всех широтах. Если в этих отклонениях нет такой правильности, как в  $H$ , то малыми их назвать никак нельзя.

Рассмотрение рис. 2 и 3 показывает, что при сохранении в ходе среднесуточных отклонений общих закономерностей, свойственных явлению как целому, в отдельных случаях наблюдаются отступления от нормы. Из рис. 2 видно, что в январской буре наибольшее отклонение  $H$  наблюдается в обсерваториях Якутск и Средникан, в то время как в майской буре (рис. 3) Якутск и Средникан дают наименьшие отклонения. Ход отклонений в склонении весьма закономерен, за исключением обсерватории в Иркутске; именно наблюдается увеличение восточного склонения, возвращающегося к норме в продолжение нескольких дней, число которых такого же порядка, как и для  $H$ . Отклонения в  $Z$  менее правильны, чем в  $H$ , но тенденция к повышенным значениям обнаруживается совершенно ясно. Был также изучен ход отклонений от среднего месячного значения в течение суток со спокойным полем за весь 1949 г. И для спокойного поля наблюдается подобная же сходность отклонений для всех обсерваторий. Наибольшее сходство проявляется между значениями географически близлежащих обсерваторий, обусловленное, повидимому, местными особенностями поля вариаций, тем более что совер-

шенно спокойных дней вообще мало. Нарушения в сходности отклонений от среднего месячного значения для соседних, т. е. наиболее близко расположенных между собою обсерваторий, бывают довольно часто, и чем дальше эти обсерватории, тем больше эти нарушения.

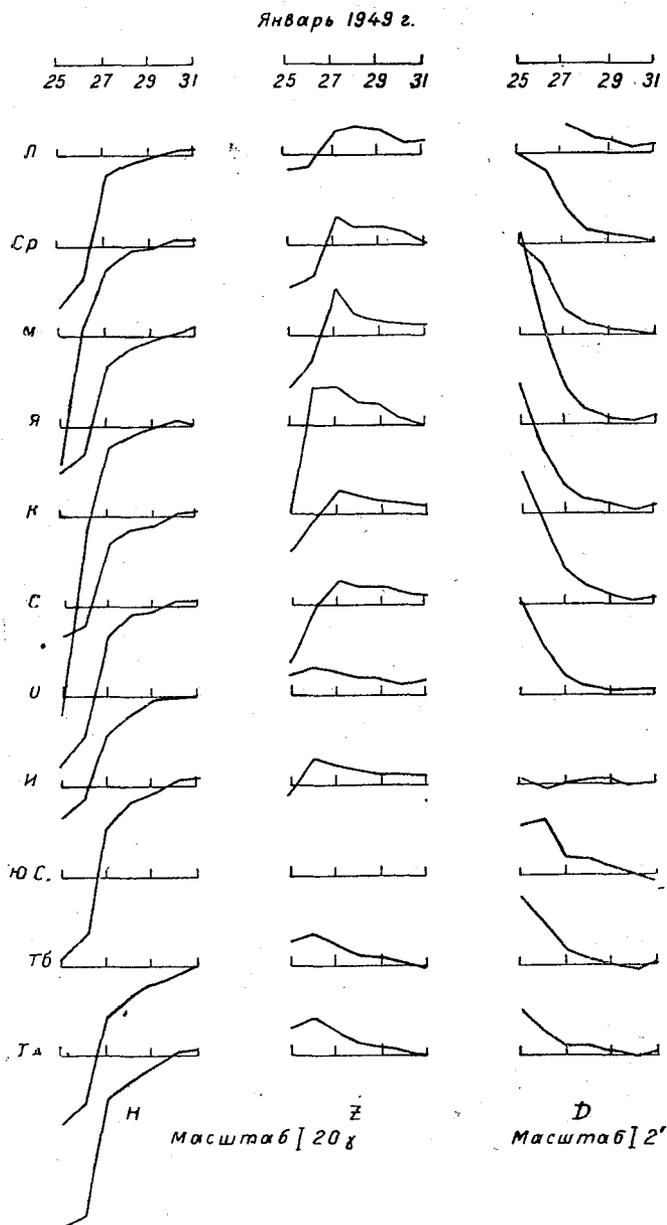


Рис. 2. Ход последствия возмущенного поля в день бури 25 января 1949 г. и в дни, следующие за ней.

Солнечно-суточная вариация  $\Delta f$ . Характер солнечно-суточных вариаций, зависимость их от широты места, от времени года и от магнитной активности достаточно хорошо изучены, в особенности для средних широт. Однако  $S_q$  и  $S_d$  изучены в своих средних величинах, где мелкие особенности хода каждого отдельного дня или каждой отдельной обсерватории посредством осреднения сглажены или исключены. Подобного рода идеализированные или нормаль-

ные ходы подвергались различного рода исследованиям. В одних авторы стремились представить явление в обобщенном виде единой аналитической формулой, с целью изучения структуры поля и возможности теоретически рассчитать его в местах, где не имеется наблюдений. К такого рода исследованиям относится работа Н. П. Беньковой [8]. В других они стремились найти эмпирические

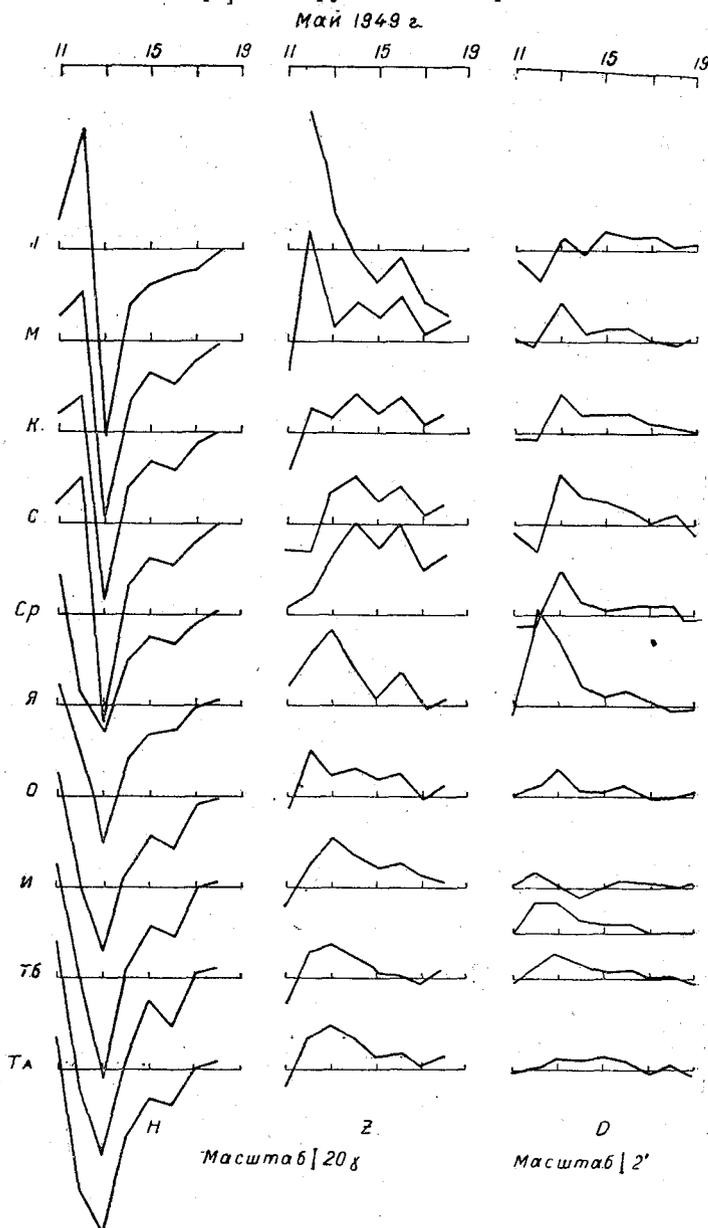


Рис. 3. Ход последствия возмущенного поля в день бури 11 мая 1949 г. и в дни, следующие за ней.

зависимости, связывающие амплитуду, а иногда и фазу суточного хода с географическим положением пункта наблюдений и относительными числами Вольфа. К ним надо отнести исследования Е. В. Кракау, касающиеся суточного хода склонения [9] и горизонтальной силы [10], и некоторые другие наши отечественные исследования, а также исследования ГГО, выполненные в 1951 г. Эти последние работы обладают той особенностью, что позволяют с небольшой затратой вре-

мени вычислить амплитуду среднего суточного хода магнитного элемента в месте, где наблюдений не имеется, по амплитуде его в ближайшей магнитной обсерватории. При практическом использовании такого рода формул принимаются допущения, которые вообще являются ошибочными. Прежде всего неправильное допущение состоит в том, что коэффициенты, выведенные на основании осредненных величин и относимые, таким образом, к идеализированному случаю, применяются к суточному ходу за один день, в большинстве случаев значительно отличающемуся от осредненного. Определив по одной из эмпирических формул коэффициент, на который надо умножить амплитуду суточного хода в обсерватории для получения ее в данном месте, на этот коэффициент умножают любое отклонение от среднего суточного значения; этим допускают, что в данном месте форма суточного хода такая же, как и в обсерватории. Между тем чем дальше пункт наблюдений расположен от обсерватории, тем больше вероятность в различии формы суточного хода.

Наконец, на практике на коэффициент умножают не отклонение наблюденного значения от величины средней за сутки, а от среднего значения за год, т. е. допускают, что отклонение среднего суточного значения элемента от его среднего годового значения подчиняется тому же правилу, как и суточная амплитуда, хотя это еще никем не доказано.

В целях выяснения пределов использования обобщенных эмпирических формул, связывающих амплитуду осредненного суточного хода с географическим положением пункта, для суточного хода одного дня, а также расчета погрешностей от интерполирования или же просто перенесения суточного хода некоторой магнитной обсерватории в место наблюдений, нами были использованы данные по суточному ходу магнитных обсерваторий главным образом по 1949 г. Для более полного охвата территории СССР пришлось привлечь суточные ходы для некоторых обсерваторий и за другие годы. Суточные ходы рассматривались по отдельным международным спокойным дням и по отдельным международным возмущенным дням в виде средних за час отклонений от среднего суточного значения соответствующего элемента. Нами были взяты по одному спокойному и возмущенному дню для каждого месяца, всего для каждой обсерватории по 24 дня.

Рассмотрение этих суточных ходов и сопоставление их между собою позволило сделать некоторые заключения. Прежде всего было проведено графическое сопоставление суточной амплитуды элементов  $D$ ,  $H$ , и  $Z$  и широты места наблюдения для отдельных международных спокойных дней 1949 г. по одному дню в месяц. Это сопоставление показало, что только в редких случаях наблюдается явно выраженная линейная зависимость между величиной амплитуды и широтой места. Для вертикальной силы эта зависимость не обнаруживается вовсе, так же как в зимние месяцы (ноябрь, декабрь, январь, февраль), как правило, ее нет для  $H$  и  $D$ . Дни, в которые амплитуда склонения растет линейно по мере увеличения широты места, вообще не совпадают с такими же для горизонтальной силы.

В дни осенне-летнего периода в большинстве случаев при тенденции у амплитуды к возрастанию по мере увеличения широты разброс точек очень велик, либо вообще эта закономерность не может быть установлена. На рис. 4 графически представлены амплитуды  $D$  и  $H$  в зависимости от широты места наблюдения за некоторые наиболее характерные дни. По оси ординат отложены амплитуды  $D$  и  $H$ , по оси абсцисс — широта места наблюдения. Из рисунка видно, что в день 11 марта для  $D$  зависимость амплитуды от широты хорошо обнаруживается, в то время как для  $H$  этот день не является показательным. При заметной тенденции к возрастанию амплитуды с увеличением широты разброс точек на части кривой чрезвычайно велик. Данные обсерваторий Тбилиси, Одессы, Иркутска не ложатся на прямую линию. Амплитуда в Средникане слишком велика по сравнению с амплитудами в обсерваториях, наиболее близких к ней по широте,

День 4 июля является достаточно показательным для  $H$  и для  $D$ . В день 19 сентября тенденции к возрастанию амплитуды с увеличением широты не обнаруживаются вовсе ни для  $D$ , ни для  $H$ . Аналогичная картина наблюдается для других спокойных дней, рассмотренных нами. День 12 декабря для обоих элементов

( $D$  и  $H$ ) является характерным, как показывающий отсутствие связей между  $A$  и  $\varphi$ , установленных при рассмотрении осредненных значений. Приведенные примеры подтверждают ранее высказанное здесь положение, что связи, полученные путем

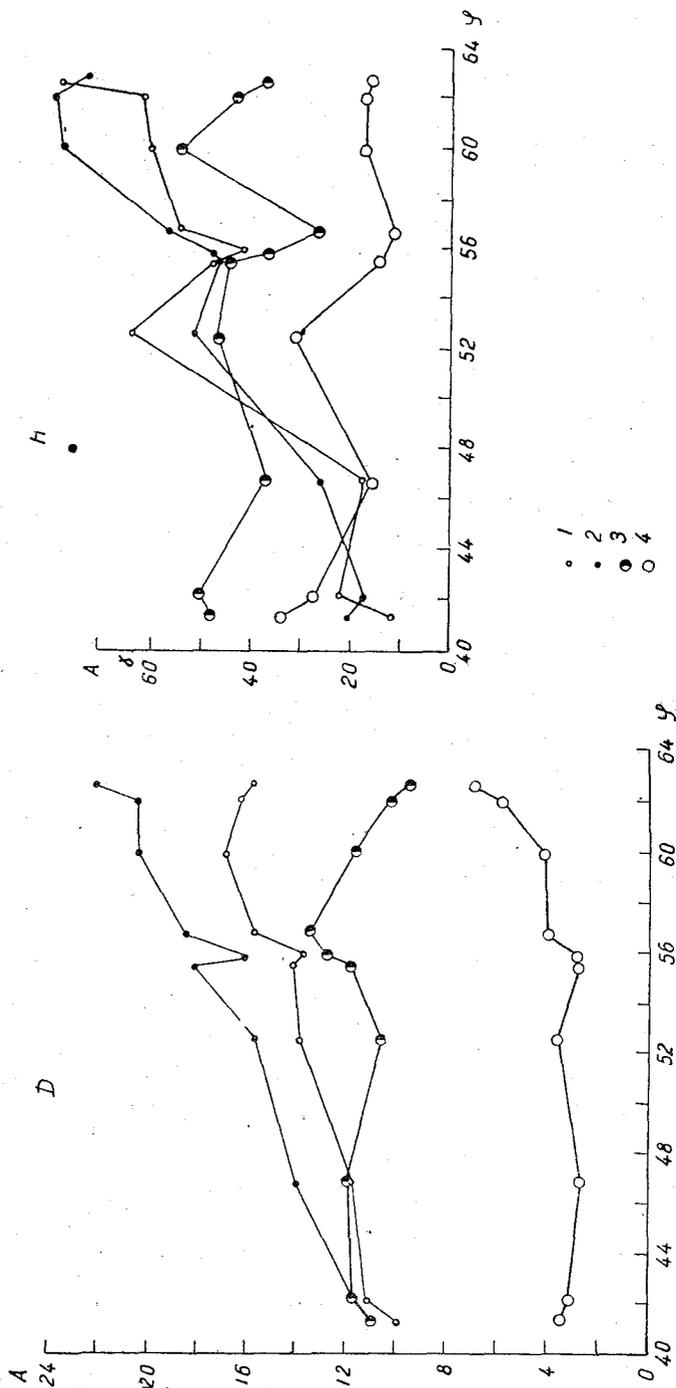


Рис. 4. Зависимость величин амплитуды  $D$  и  $H$  от широты места.  
1 — 11 марта, 2 — 4 июля, 3 — 19 сентября, 4 — 12 декабря.

статистической обработки, теряют смысл для единичных случаев и, как правило, не могут быть к ним применимы.

Большое значение при перенесении суточного хода из одного места в другое, помимо амплитуды, имеет форма кривой, иными словами характер суточного хода.

Суточный ход в двух местах, будучи иногда близким по величине амплитуды, может различаться по форме или фазе. Тогда известные амплитудные формулы даже для среднего суточного хода оказываются непригодными. Для решения вопроса о перенесении суточного хода, помимо рассмотрения изменения амплитуд, были сопоставлены суточные ходы всех трех элементов по отдельным спокойным и отдельным возмущенным дням. Для удобства сопоставления суточные ходы были представлены рядом последовательных кривых, относящихся к обсерваториям, расположенным в порядке убывающих геомагнитных широт. Эти графики рассматривались и сопоставлялись отдельно для спокойных и отдельно для возмущенных дней.

Спокойные дни. Для спокойных дней графики суточного хода составлены по поясному времени. Наибольшее подобие в суточном ходе проявляется для склонения. Однако по сходству суточных ходов между собою обсерватории можно разделить на несколько групп.

В одну группу должны быть отнесены обсерватории Якутск, Средникан и Иркутск; суточный ход в них наиболее отчетливо выражен простой волной. В то время как наибольшее восточное склонение во всех обсерваториях наступает одновременно, время наступления наименьшего склонения для этих трех обсерваторий запаздывает на 1—2 часа по отношению к другим. Иногда по характеру хода к этой группе обсерваторий необходимо отнести Свердловскую.

В другую группу должны быть отнесены обсерватории Ленинград, Москва, Свердловск и Казань, а в третью — Одесса, Тбилиси и Ташкент, хотя в Ташкенте наступление минимума иногда запаздывает по отношению к Тбилиси. Таким образом, условно все рассмотренные обсерватории могут быть разделены на три группы:

- 1-я группа — восточные обсерватории: Якутск, Средникан, Иркутск.
- 2-я группа — западные обсерватории: Ленинград, Москва, Свердловск, Казань.
- 3-я группа — южные обсерватории: Одесса, Тбилиси, Ташкент.

На рис. 5 представлен суточный ход  $\Delta D$  за 19 сентября 1949 г. По характеру суточного хода горизонтальной силы распределение обсерваторий по группам сохраняется: первая группа характеризуется значительно более глубоким минимумом, чем вторая; третья группа отличается небольшими амплитудами и заметным переходом к двойной волне. К этой группе должны быть отнесены обсерватории Южно-Сахалинск и Владивосток. На рис. 6 представлены суточные

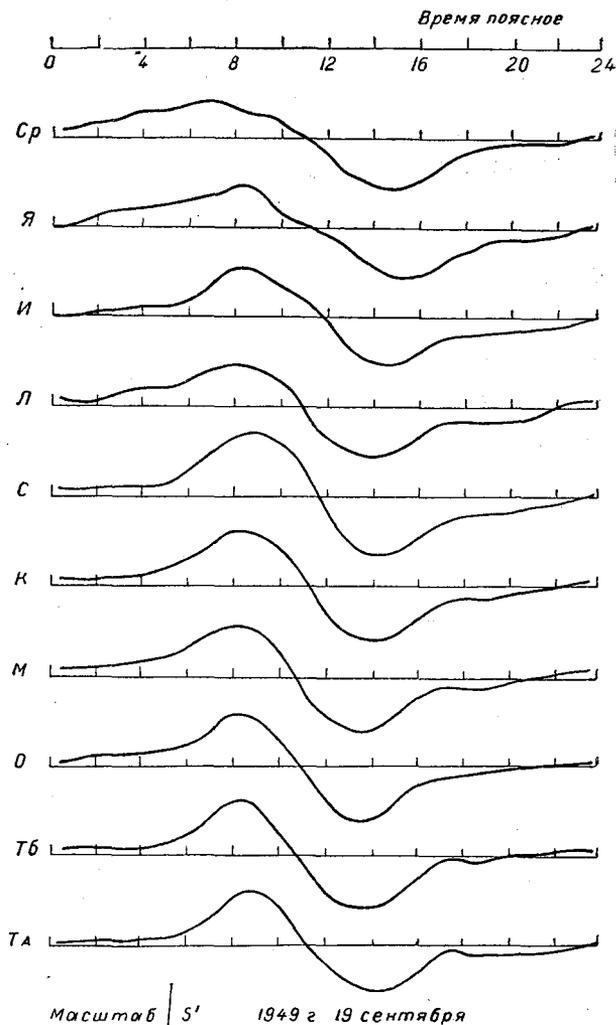


Рис. 5. Суточный ход  $\Delta D$  за 19 сентября 1949 г. по среднеширотным обсерваториям.

ходы  $\Delta H$  за 11 марта 1949 г. По третьей, южной, группе обсерваторий этот день является нехарактерным по сходству суточных ходов. Классификация обсерваторий в группы по характеру суточного хода не всегда сохраняется, как это видно из только что рассмотренного примера: бывают дни, когда какая-либо из обсерваторий данной группы по своему ходу должна быть переключена в другую. На рис. 7 представлен суточный ход  $\Delta H$  за 19 сентября для обсерваторий Одесса, Иркутск, Тбилиси, из которого видно, что суточный ход в Одессе обнаруживает больше сходства с ходом в Иркутске, чем в Тбилиси.

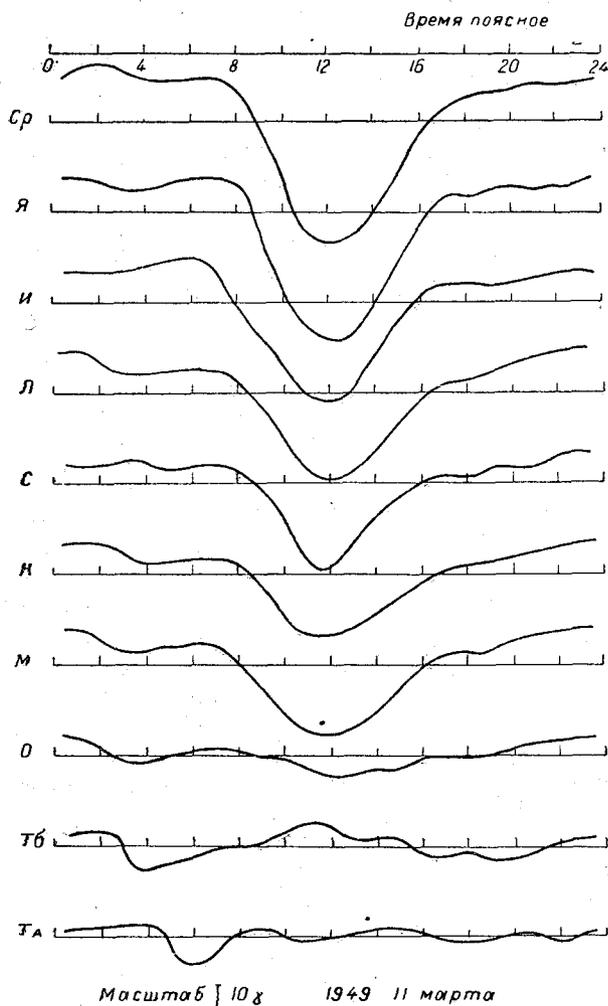


Рис. 6. Суточный ход  $\Delta H$  за 11 марта 1949 г. по среднеширотным обсерваториям.

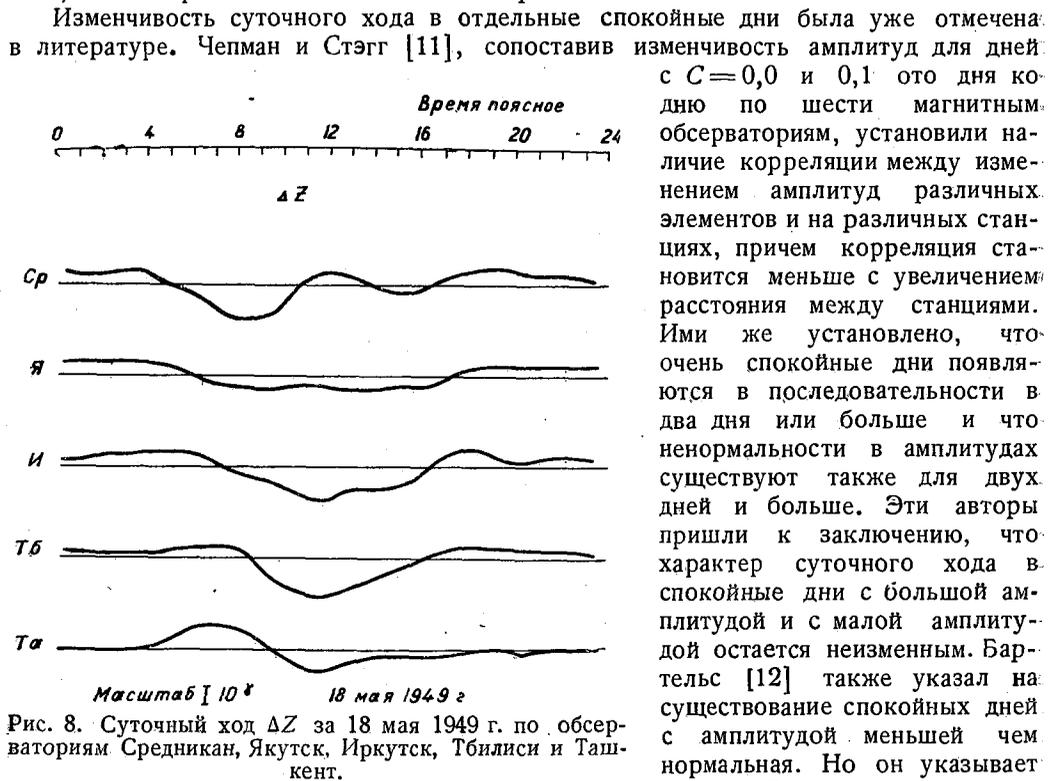
на характере хода, и чем ближе обсерватории по широте, тем подобие больше.

При ранее принятой группировке обсерваторий по их взаимной близости из первой группы необходимо исключить Иркутск. Значительно более южное положение его по отношению к Среднику и Якутску и большая долгота по сравнению с европейскими обсерваториями делает его вариации в возмущенные дни несравнимыми с вариациями для других обсерваторий ни по мировому, ни по местному времени. На рис. 9 в качестве примера представлен ход  $\Delta D$  за 4 мая 1949 г. День 4 мая отнесен к международным возмущенным дням. Рассмотрение этого рисунка подтверждает правильность высказанных соображений. Совершенно такое же заключение необходимо высказать относительно суточного хода  $\Delta H$  по возмущенным дням. Той же группировки обсерваторий надлежит

По характеру суточного хода вертикальной силы  $\Delta Z$  включение магнитных обсерваторий в те же группы, к которым они отнесены по  $\Delta D$  и  $\Delta H$ , может быть выполнено с большой натяжкой. На рис. 8 показан суточный ход  $\Delta Z$  за 18 мая для обсерваторий Средникан, Якутск, Иркутск, Тбилиси и Ташкент. Ход  $\Delta Z$  в Средникане за это число вовсе не сходен с  $\Delta Z$  в Якутске, а ход  $\Delta Z$  в Тбилиси имеет больше сходства с таковым в Иркутске, чем в Ташкенте.

Возмущенные дни. Для возмущенных дней графики суточного хода составлены по мировому времени. Рассмотрение суточных ходов  $\Delta D$  по отдельным возмущенным дням позволило сделать заключение, что суточные ходы в обсерваториях, близких по долготе, весьма сходны между собою. На спокойный суточный ход, контролируемый местным временем, накладывается возмущение, везде наступающее одновременно. При близких долготах, а поэтому и близких между собою фазах спокойного суточного хода возмущение одинаково сказывается

придерживаться и для  $\Delta Z$ , хотя и с несколько меньшей определенностью. В качестве примера приводим суточный ход горизонтальной силы  $\Delta H$  (рис. 10) за 18 марта и вертикальной силы  $\Delta Z$  (рис. 11) за 27 сентября. На этих рисунках, так же как и на рис. 9, сплошными линиями представлен суточный ход элемента за данный день, а прерывистыми линиями — средний месячный суточный ход по спокойным дням. И здесь отчетливо выявляется сходство суточных ходов в обсерваториях, близких по долготе. Рассмотрение рис. 9, 10 и 11 показывает, что во многих случаях в возмущенные дни исправление наблюдений только за спокойную солнечно-суточную вариацию уже в значительной мере освобождает наблюденное значение от влияния вариаций. Возмущенная вариация ( $S_d - S_q$ ) за один день для обсерваторий, близких по координатам, в особенности же по долготе, также проявляет много близких черт.



мени наступления максимума  $H$  в спокойные дни с малой амплитудой по сравнению с днями с большой амплитудой (для обсерватории Ситка). Приведенные примеры (рис. 8, 9, 10) показывают, что в некоторые спокойные дни наблюдается не только изменение амплитуды или фазы, но и формы суточного хода. Это изменение замечено главным образом в обсерваториях, которые условно отнесены к разряду южных, — Одесса, Тбилиси, Ташкент и Иркутск.

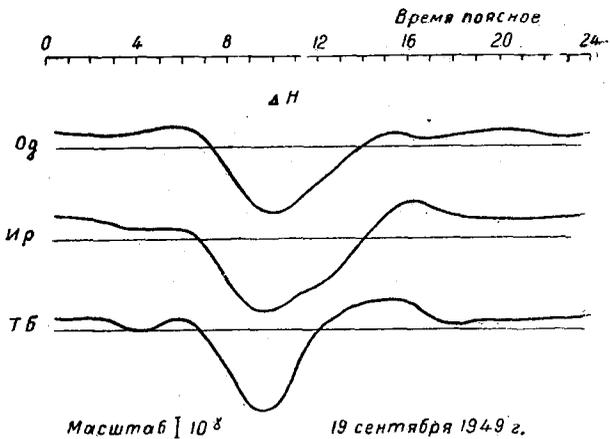


Рис. 7. Суточный ход  $\Delta H$  за 19 сентября 1949 г. по обсерваториям Одесса, Иркутск и Тбилиси.

Изменчивость суточного хода в отдельные спокойные дни была уже отмечена в литературе. Чепман и Стэгг [11], сопоставив изменчивость амплитуд для дней с  $C=0,0$  и  $0,1$  ото дня ко дню по шести магнитным обсерваториям, установили наличие корреляции между изменением амплитуд различных элементов и на различных станциях, причем корреляция становится меньше с увеличением расстояния между станциями. Ими же установлено, что очень спокойные дни появляются в последовательности в два дня или больше и что ненормальности в амплитудах существуют также для двух дней и больше. Эти авторы пришли к заключению, что характер суточного хода в спокойные дни с большой амплитудой и с малой амплитудой остается неизменным. Бартельс [12] также указал на существование спокойных дней с амплитудой меньше чем нормальная. Но он указывает также [13] на изменение вре-

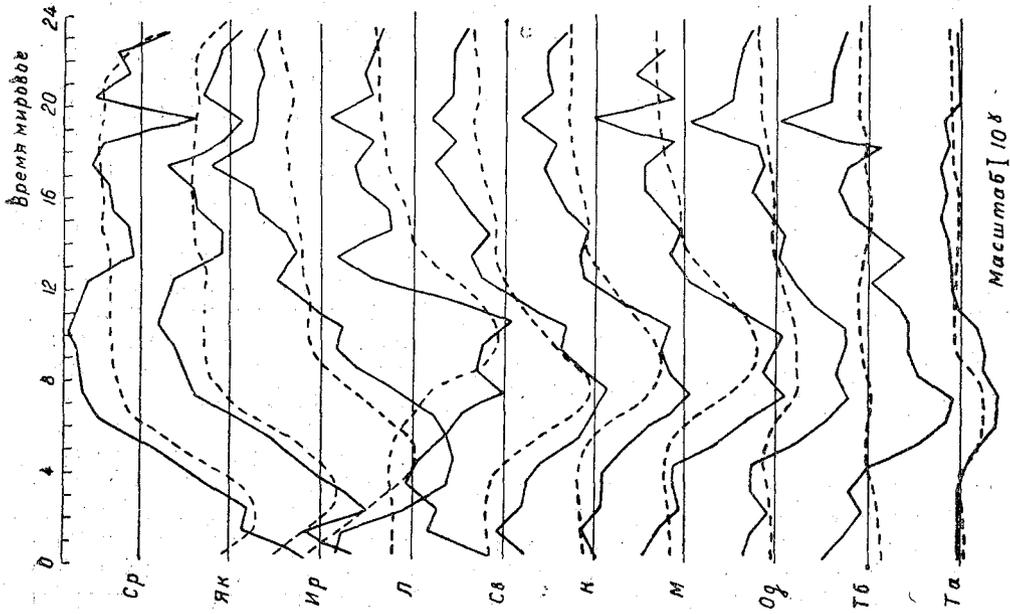


Рис. 10. Суточный ход  $\Delta H$  за 18 марта 1949 г. (—) и сложный суточный ход ( $Sq$ )  $\Delta H$  за март 1949 г. (---) по среднеширотным обсерваториям.

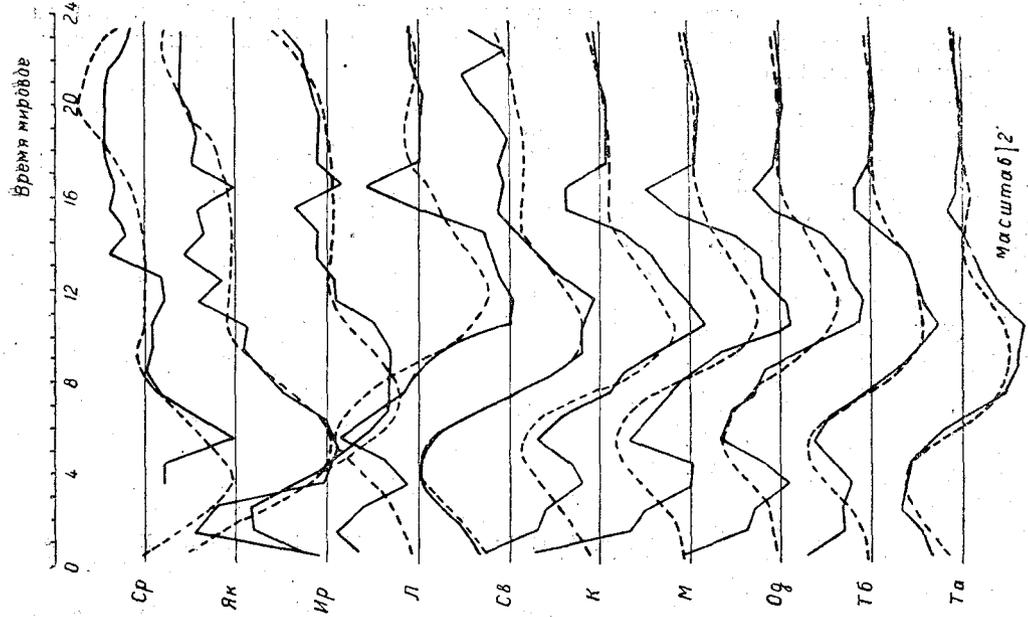


Рис. 9. Суточный ход  $\Delta D$  за 4 мая 1949 г. (—) и сложный суточный ход ( $Sq$ )  $\Delta D$  за май 1949 г. (---) по среднеширотным обсерваториям.

Это явление изменчивости легко объясняется следующим образом. Система электрических токов, соответствующая спокойным суточным вариациям, вычислена на материале, предварительно осредненном за некоторый период, и поэтому представляет собою идеализированную схему. Отдельный день не может точно подходить под такую схему. Центр токовой системы может перемещаться от своего среднего положения, вся система в целом может несколько изменять свою форму. Так как причины, вызывающие такое изменение, не могут быть узко местного происхождения, то они и захватывают группу обсерваторий.

М. С. Эйгенсон [4] допускает, что подобного рода изменчивость может быть связана с какими-то процессами, происходящими на поверхности солнца. При практической работе это явление изменчивости должно быть принято во внимание.

### О допустимости перенесения вариаций на большие расстояния

Места наблюдений, расположенные в районах, удаленных на большие расстояния от действующих обсерваторий, находятся в невыгодных условиях для осуществления приведений к середине года. Для этих мест необходимо переносить вариации, наблюдаемые в удаленной обсерватории, в пункт наблюдений, что вообще увеличивает ошибку приведения.

В СССР есть две обширные области, на которых не имеется ни одной магнитной обсерватории. Одна из областей расположена к востоку от Уральского хребта и простирается до р. Лены. На всем этом обширном пространстве, по площади большем, чем несколько Европейских государств вместе взятых, магнитные обсерватории имеются только по краям. Другая такая область расположена на Европейской территории СССР между широтами от 40 до 56° с. ш. Между тем где-то в этих широтах, как мы полагаем около 48°, уже начинает проявляться переход горизонтальной силы на двойную волну. Даже в Иркутске ( $\varphi = 52^\circ$ ) вторичный максимум  $\Delta H$  иногда заметен, а в Одессе во многие дни он виден уже совершенно отчетливо. Для подтверждения высказанного соображения был рассмотрен суточный ход  $\Delta H$  для обсерваторий Одесса ( $\varphi = 46,8^\circ$   $\lambda = 30,9^\circ$ ) и Южно-Сахалинск ( $\varphi = 47,0^\circ$   $\lambda = 142,8^\circ$ ) за 1948 г. На рис. 12 представлены

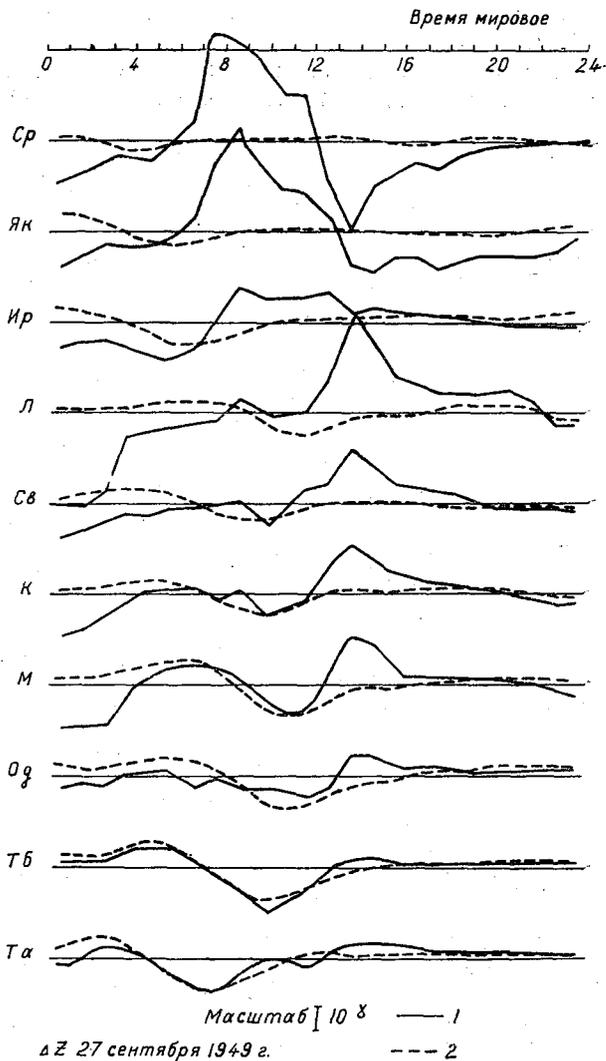


Рис. 11. Суточный ход  $\Delta Z$  за 27 сентября 1949 г. (1) и спокойный суточный ход ( $S_q$ )  $\Delta Z$  за сентябрь месяц 1949 г. (2) по среднеширотным обсерваториям.

суточные ходы  $\Delta H$  для этих двух обсерваторий по сезонам (все дни). В равноденствия (рис. 12 *а*) двойная волна в Южно-Сахалинске проявляется совершенно отчетливо, в то время как в Одессе имеется только намек на вторичный максимум и минимум. Для лета (рис. 12 *б*)  $\Delta H$  для обеих этих обсерваторий близки между собою, несколько отличаясь по фазе, и по характеру их могут быть отнесены к типу, переходному между простой и двойной волной.

Таким образом, действительно в широтах 47—48° происходит переход на двойную волну в  $\Delta H$ .

Из этого рисунка, так же как и из рассмотрения рис. 5—11, необходимо сделать заключение, что зависимость  $\Delta f$  от широты и местного времени верна

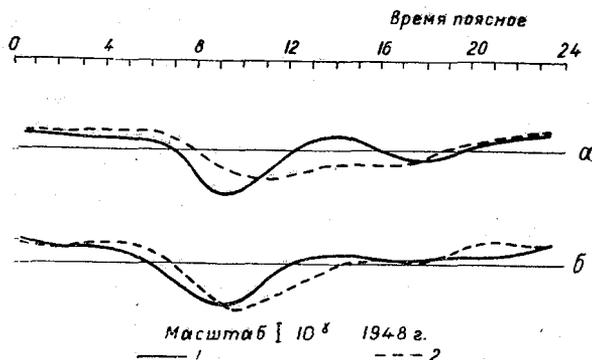


Рис. 12. Суточный ход  $\Delta H$  по сезонам за 1948 г. (все дни) по обсерваториям Южно-Сахалинск (1) и Одесса (2).

только в первом приближении. Несомненно влияние на вариаций и долготы (мирового времени).

Это влияние сказывается и в средних величинах, о чем указано, например, у Н. П. Беньковой [8], и в суточных ходах по отдельным дням.

К такому же выводу приводит нас и рассмотрение рис. 13, где изображен суточный ход  $\Delta H$  и  $\Delta D$  по Иркутску и Потсдаму за годы максимума  $W$  за март, май и июль по данным, взятым из работы Лейста [4]. Мы видим, что эти

суточные ходы различны по амплитуде и по фазе. Подобного сопоставления вариаций для пунктов, находящихся между Уралом и р. Леной, мы провести не могли, так как обсерватории, имеющиеся на краях этой территории, расположены на различных широтах и поэтому сопоставление вариаций на них не дало бы возможности сделать необходимые выводы.

Однако рассмотренный материал позволяет заключить, что перенесение суточного хода магнитных элементов по долготе на большие расстояния невыгодно для целей приведения, так как он увеличивает погрешность.

Известно, что вариации в полярных районах несравнимы с вариациями в средних широтах. Поэтому необходимо еще рассмотреть вопрос, насколько возможно распространение магнитных вариаций, полученных из наблюдений наиболее северных обсерваторий средних широт, на север, в сторону полярного круга.

Для этого были сопоставлены вариации в обсерваториях Павловск и Кандалакша за 1933 г., Павловск и Соданкюля за 1935 г. и Якутск и Тикси за 1949 г. По всем трем группам обсерваторий сопоставление вариаций было произведено по отдельным международным спокойным и возмущенным дням, по одному дню для каждого месяца. Обсерватории Кандалакша и Соданкюля практически имеют одинаковые координаты, поэтому расхождения в протекании на них вариаций по сравнению с вариациями в Павловске незначительны. Таким образом, можно ограничиться сравнением вариаций только между одной из этих станций и Павловском. В спокойные дни вариации  $\Delta D$  и  $\Delta H$  подобны; иногда наблюдается сдвиг фазы; амплитуды на этих станциях значительно больше, чем в Павловске.

На вариациях в спокойные дни значительно проявляются возмущения, свойственные полярным районам и совершенно незаметные в Павловске. Суточный ход  $\Delta D$ ,  $\Delta H$ ,  $\Delta Z$  по возмущенным дням настолько отличается от хода в Павловске, что сравнивать их нельзя. Результаты более сильных возмущений в Кандалакше и Соданкюле отражаются и на средних суточных значениях, делая их несравнимыми со значениями в Павловске.

Точно к такому же заключению привел сравнительный анализ суточных ходов в Якутске и Тикси.

Таким образом, по мере приближения к полярному кругу использование данных среднеширотных магнитных обсерваторий становится все более ненадежным. Это заключение не является чем-либо новым. Однако наблюдения, использованные нами, позволили, кроме качественной характеристики, произвести количественные подсчеты величины погрешности при перенесении вариаций от широт порядка  $60^\circ$  к полярному кругу.

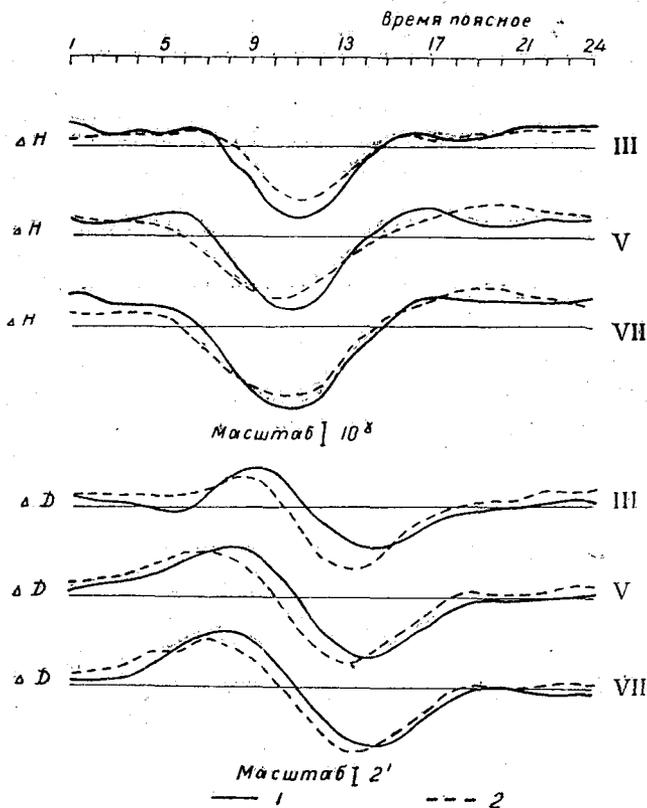


Рис. 13. Суточный ход  $\Delta H$  и  $\Delta D$  по обсерваториям Иркутск (1) и Потсдам (2) в годы максимума.

### Результаты количественного подсчета погрешностей

Были подсчитаны погрешности, которые допускаются при использовании вариаций одной обсерватории на другой.

Подсчеты были произведены по парам смежных обсерваторий, хотя смежность не всегда служит гарантией близости между собой сравниваемых обсерваторий; так, магнитные обсерватории Ленинград и Одесса, хотя удалены друг от друга на большое расстояние, сравнивались как смежные, так как между ними промежуточной обсерватории не имеется. При подсчете погрешностей вариации были разделены на две группы: а) вариации в дни, для которых трехбалльная суточная характеристика равна нулю ( $C=0$ ), и б) вариации в дни, для которых  $C=1$  и  $2$ ; первые дни мы называем спокойными, вторые — возмущенными. Трехбалльная магнитная характеристика принята по оценкам, составленным на основании магнитограмм для обсерватории Воейково. Погрешность от использования вариаций одной обсерватории на ближайшей к ней другой обсерватории полагалась состоящей из нескольких отдельных слагаемых.

Для спокойных дней в подсчет входили следующие величины для двух сравниваемых между собою обсерваторий: 1) разность значений годового хода; 2) последствие возмущенного поля; 3) разность суточных ходов по спокойным дням.

Подсчет произведен по материалам за 1949 г., за исключением пары обсерваторий Ленинград—Соданкюля, по которым были использованы вариации за 1935 г.

Разности годового и суточного ходов по спокойным дням для рассматриваемых обсерваторий, так же как и для всех других вообще, имеют систематический характер. Нами же они учитывались только по модулю, поскольку сочетание их при приведении носит случайный характер. При изучении разностей последствие возмущенного поля систематичности нам обнаружить не удалось.

Для возмущенных дней в подсчет входили следующие величины: 1) разность значений годового хода (та же, что и для спокойных дней); 2) последствие возмущенного поля для возмущенных дней; 3) разность суточных ходов по спокойным дням (та же, что и для спокойных дней) и 4) разность возмущенных суточных ходов.

Для обеих групп дней были подсчитаны квадратичные погрешности по каждому из элементов, т. е. по склонению, горизонтальной и вертикальной силам.

Результаты всех подсчетов помещены для спокойных дней в табл. 3 и для возмущенных дней в табл. 4.

Числа, представленные в этих двух таблицах, являются осредненными за значительный период, поэтому они дают только общую характеристику сходимости вариаций для различных обсерваторий. Расхождения вариаций для отдельных часов и дней могут быть как меньше указанных в таблицах, так и больше. В зимние

Таблица 3

№ п/п.	Сравниваемые обсерватории	Погрешность за разность годового хода			Разность отклонений среднего суточного от среднего месячного значения (спокойные дни)			Разность часовых значений в суточном ходе (спокойные дни)			Квадратичная погрешность		
		$D'$	$H_{\gamma}$	$Z_{\gamma}$	$D'$	$H_{\gamma}$	$Z_{\gamma}$	$D'$	$H_{\gamma}$	$Z_{\gamma}$	$D'$	$H_{\gamma}$	$Z_{\gamma}$
		$\pm$	$\pm$	$\pm$	$\pm$	$\pm$	$\pm$	$\pm$	$\pm$	$\pm$	$\pm$	$\pm$	$\pm$
1	Ленинград—Москва .	0,5	2	7	0,4	2	4	0,4	2	2	0,8	4	8
2	Ленинград—Казань .	0,4	2	5	0,5	3	4	0,3	3	1	0,7	5	6
3	Ленинград—Одесса .	0,7	2	8	0,5	5	4	0,7	6	3	1,1	8	9
4	Ленинград—Соданкюля . . . . .	0,6	3	9	1,0	8	8	1,5	5	8	1,9	10	14
5	Москва—Казань . . .	0,4	3	3	0,4	2	3	0,3	3	2	0,6	5	5
6	Москва—Свердловск	0,5	2	4	0,5	2	4	0,7	2	2	1,0	5	6
7	Москва—Одесса . . .	0,5	4	5	0,4	4	3	0,5	4	2	0,8	7	6
8	Москва—Тбилиси . . .	0,6	2	6	0,5	6	5	0,6	7	2	1,0	9	8
9	Свердловск—Казань	0,6	3	4	0,4	3	3	0,5	3	1	0,9	5	5
10	Свердловск—Иркутск	0,9	4	5	1,1	3	4	0,4	3	1	1,5	6	6
11	Свердловск—Ташкент	0,8	2	5	0,6	4	4	0,8	6	2	1,3	4	7
12	Свердловск—Тбилиси	0,8	4	6	0,6	6	5	0,8	7	3	1,3	10	8
13	Тбилиси—Одесса . . .	0,6	4	4	0,3	6	4	0,2	3	1	0,7	8	6
14	Тбилиси—Ташкент . .	0,2	4	2	0,3	5	4	0,3	2	1	0,5	7	5
15	Ташкент—Иркутск . .	0,3	4	7	0,6	3	3	0,5	2	7	0,8	5	10
16	Ташкент—Якутск . . .	1,2	3	4	1,0	5	8	1,4	7	4	2,1	9	10
17	Иркутск—Якутск . . .	1,0	3	8	1,0	4	6	1,1	3	3	1,8	7	10
18	Иркутск—Средникан	0,7	4	4	1,0	4	8	1,1	3	3	1,6	9	9
19	Средникан—Якутск .	1,1	2	9	0,8	3	7	0,5	1	1	1,4	4	11
20	Средникан—Южно-Сахалинск . . . . .	0,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Таблица 4

№ п/л.	Сравниваемые обсерватории	Погрешность за разность годового хода			Разность отклонений среднего суточного от среднего месячного значения (возмущенные дни)			Разность часовых значений в суточном ходе (спокойные дни)			Разность часовых значений возмущенного суток			Квадратная погрешность		
		D' ±	H <sub>г</sub> ±	Z <sub>г</sub> ±	D' ±	H <sub>г</sub> ±	Z <sub>г</sub> ±	D' ±	H <sub>г</sub> ±	Z <sub>г</sub> ±	D' ±	H <sub>г</sub> ±	Z <sub>г</sub> ±	D' ±	H <sub>г</sub> ±	Z <sub>г</sub> ±
1	Ленинград—Москва . . . . .	0,5	2	7	0,6	5	6	0,4	2	2	1,3	8	16	1,6	10	19
2	Ленинград—Казань . . . . .	0,4	2	5	0,7	6	7	0,3	3	1	1,9	8	20	2,1	12	22
3	Ленинград—Одесса . . . . .	0,7	2	8	0,8	9	8	0,7	6	3	1,6	12	25	2,0	16	29
4	Ленинград—Соданколя . . . . .	0,6	3	9	1,8	20	16	1,5	5	8	15,0	65	72	15,2	68	75
5	Москва—Казань . . . . .	0,4	3	3	0,4	4	4	0,3	3	2	1,3	5	7	1,4	8	9
6	Москва—Свердловск . . . . .	0,5	2	4	0,8	3	5	0,7	2	2	2,4	10	6	2,7	11	9
7	Москва—Одесса . . . . .	0,5	4	5	0,7	6	6	0,5	4	2	1,0	6	10	1,4	10	13
8	Москва—Тбилиси . . . . .	0,6	2	6	0,7	10	8	0,6	7	2	1,6	9	13	1,9	15	16
9	Свердловск—Казань . . . . .	0,6	3	4	0,5	4	4	0,5	3	1	2,0	10	4	2,2	7	7
10	Свердловск—Иркутск . . . . .	0,9	4	5	2,2	7	5	0,4	3	1	2,0	12	7	3,0	15	10
11	Свердловск—Ташкент . . . . .	0,8	2	5	1,3	9	6	0,8	6	2	1,2	15	11	2,1	19	14
12	Свердловск—Тбилиси . . . . .	0,8	4	6	1,1	9	7	0,8	7	3	1,7	16	12	2,3	20	15
13	Тбилиси—Одесса . . . . .	0,6	4	4	0,4	8	4	0,2	3	1	0,8	9	5	1,1	13	8
14	Тбилиси—Ташкент . . . . .	0,2	4	2	0,5	7	5	0,3	2	1	0,9	9	3	1,1	12	6
15	Ташкент—Иркутск . . . . .	0,3	4	7	1,3	5	4	0,5	2	7	1,9	10	7	2,4	12	13
16	Ташкент—Якутск . . . . .	1,2	3	4	2,9	12	12	1,4	7	4	3,4	19	18	4,4	23	23
17	Иркутск—Якутск . . . . .	1,0	3	8	3,1	10	12	1,1	3	3	2,3	14	16	4,1	18	22
18	Иркутск—Средникан . . . . .	0,7	4	4	2,1	10	12	1,1	3	3	2,2	17	19	3,3	21	23
19	Средникан—Якутск . . . . .	1,1	2	9	1,4	5	10	0,5	1	1	1,9	8	10	2,6	10	17
20	Средникан—Южно-Сахалинск . . . . .	0,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

месяцы (ноябрь, декабрь, январь, февраль) средние расхождения меньше табличных, в остальные месяцы больше табличных. Подсчет расхождений в суточных ходах по спокойным дням показал, что эти расхождения в дневное время (с 6 до 19 час.) больше, чем в ночное, примерно на 25%. Точно такой же вывод, как показали подсчеты, можно сделать и относительно вариаций в период равноденствий и лета по сравнению с зимой. Для каждого отдельного случая наибольшая возможная погрешность, как правило, не будет превышать табличной более чем в три раза.

## Выводы

Из рассмотрения и сопоставления вариаций магнитных элементов для всех обсерваторий, данные которых были привлечены для этой цели, представляется возможным сделать некоторые заключения об использовании вариаций для практических целей приведения наблюдений к середине года.

1. Характер протекания вариаций магнитных элементов даже в ближайших между собой обсерваториях, например таких, как Москва и Казань, в большой степени зависит от состояния магнитного поля. В спокойные дни расхождения вариаций меньше, в возмущенные дни больше. Степень возмущения различно сказывается на суточном ходе вариаций для различных элементов. нередки случаи, что суточный ход по одному из элементов можно охарактеризовать как спокойный, в то время как по другому элементу наблюдаются значительные отступления от нормы.

Поэтому вопрос о радиусе действия магнитной обсерватории вообще не может быть решен однозначно. Для каждой магнитной обсерватории, для каждого элемента, для каждого типа дней и, по крайней мере, для двух направлений (север и восток) радиус действия магнитной обсерватории будет различен. Если понимать под радиусом действия радиус некоторого круга, в пределах площади которого можно пользоваться вариациями данной обсерватории, то он может быть дан только с таким грубым приближением, которое не может удовлетворить практических работников.

Нам представляется, что постановка вопроса о выяснении радиуса действия магнитных обсерваторий является неправильной, так как однозначного решения его нельзя получить, даже значительно увеличив количество действующих обсерваторий. Наиболее целесообразным решением вопроса о возможности использования вариаций смежной с пунктом наблюдений обсерватории для приведения к середине года, с нашей точки зрения, является подсчет погрешностей по смежным обсерваториям, выполненный нами и представленный в табл. 3 и 4. Хотя при этом подсчете принято допущение о линейном изменении вариаций при перемещении между сравниваемыми обсерваториями, что не соответствует действительности, все же трудно допустить, что для пункта, лежащего между обсерваториями, погрешность приведения будет больше, чем между сравниваемыми обсерваториями.

2. Для приведения полевых наблюдений к середине года целесообразно пользоваться таблицами ежечасных величин, не прибегая к мгновенным значениям, так как применение последних не дает увеличения точности.

3. При использовании для приведения ежечасных величин магнитных элементов в их отклонениях от среднего суточного значения нельзя применять эмпирических формул зависимости амплитуды суточного хода от широты места наблюдения и магнитной активности (например, формулы Кракау или ГГО), так как они не предназначены для единичных случаев.

4. Приведение к значению элемента, среднему за июнь и июль вместо среднего за год, влечет за собою ошибку, особо существенную для горизонтальной и вертикальной силы. Эта ошибка в отдельные годы по  $H$  может достигать 10—16  $\gamma$ , а по  $Z$  доходит до 18  $\gamma$ .

Более целесообразным поэтому надо считать приведение к среднему годовому значению, а не к среднему за два летних месяца. Если по обстоятельствам дела нельзя отложить приведения до конца года, в котором произведены полевые

наблюдения, то среднее за год значение элемента для данной обсерватории можно получить путем прибавления векового хода к среднему годовому значению за предшествующий год. В этом случае ошибка будет меньше, чем при использовании среднего значения за июнь и июль.

5. При спокойном и возмущенном поле приведение необходимо производить различными методами. За спокойные дни допустимо принимать те, для которых союзная характеристика  $C \leq 0,5$ . В случае спокойного поля приведение наблюдений надлежит производить по местному (поясному) времени. При разности долгот между пунктом и обсерваторией, не превышающей  $15^\circ$  (одного часа времени), для приведения допустимо пользование мировым временем. Полагая, что величина приведения равна разности между значением элемента в ближайшей обсерватории для момента наблюдения на пункте (по поясному времени) и средним годовым значениям элемента, взятой с обратным знаком, мы допускаем в среднем ошибку, не превышающую значений, помещенных в табл. 3. При благоприятных условиях отдельные погрешности, из которых складывается общая, могут иметь различные знаки, и тогда общая погрешность может быть меньше табличной.

В табл. 5 даны примеры фактической погрешности приведения наблюдений в одной обсерватории; по наблюдаемым в другой обсерватории и погрешности, вычисленной по данным табл. 3.

Как видно из рассмотрения табл. 5, фактическая погрешность приведения редко превышает утроенную табличную.

6. В дни с магнитными возмущениями (при  $0,5 < C < 1$ ), когда возмущения наблюдались в дневные часы, при разности долгот пункта и обсерватории, не превышающей получаса времени, приведение возможно производить по мировому времени, т. е. для одного физического момента. Для этого случая приведение равно разности между значением элемента в ближайшей обсерватории для момента наблюдения в пункте (по мировому времени) и средним годовым значением элемента, взятой с обратным знаком.

7. При разности долгот пункта наблюдений и обсерватории больше получаса, а также и в дни с союзной характеристикой  $C = 1$  для любой разности долгот приведение надлежит производить следующим образом:

а) найти возмущенную вариацию элемента в обсерватории для момента наблюдений в пункте по мировому времени (для одного и того же физического момента). Возмущенная вариация представляет собою разность между истинной суточной вариацией в обсерватории и спокойной суточной вариацией ( $S_d$ ) за данный месяц, т. е. вариацией за пять международных спокойных дней, в отклонении от среднего значения за эти пять дней;

б) по поясному (местному) времени для момента наблюдения на пункте найти спокойную суточную вариацию, как отклонение от среднего за месяц спокойного хода, свойственного пункту наблюдений. Этот спокойный ход в первом приближении может быть получен из  $S_d$  для ближайшей обсерватории путем умножения на эмпирический коэффициент;

в) найти разность между средним суточным значением элемента в обсерватории за день наблюдений и средним месячным его значением по спокойным дням, чтобы учесть разность уровней между средним суточным и средним месячным значением;

г) найти разность между средним месячным и средним годовым значением.

Примечание. Сумма величин, полученных из операций в) и г), может быть получена непосредственно вычитанием из среднего суточного значения среднего годового значения;

д) сумма всех указанных величин, взятая с обратным знаком, представляет собою величину приведения.

В дни с суточной характеристикой  $C = 2$  или с часовой характеристикой  $C = 2$  (в дни, имеющие суточную характеристику  $C = 1$ ) приведения по указанной методике не следует производить вовсе. Если же наблюдения в такое время все же произведены, то лучше всего исправить их за нормальный суточный ход, не прибегая к учету возмущенной вариации;

№ п/п.	Сравниваемые обсерватории	Даты и время поясное, часы												Табличная погрешность		
		18/III 1949 г. 11—12 ч.			20/X 1949 г. 8—9 ч.			4/VII 1949 г. 13—14 ч.			19/IX 1949 г. 19—20 ч.					
		D' ±	H <sub>T</sub> ±	Z <sub>T</sub> ±	D' ±	H <sub>T</sub> ±	Z <sub>T</sub> ±	D' ±	H <sub>T</sub> ±	Z <sub>T</sub> ±	D' ±	H <sub>T</sub> ±	Z <sub>T</sub> ±		D' ±	H <sub>T</sub> ±
1	Ленинград—Москва . . . . .	0,1	13	4	-0,1	-1	2	-0,2	-13	-3	-0,2	-2	-2	0,8	4	8
2	Ленинград—Казань . . . . .	-3,5	4	2	-1,0	5	6	-3,1	-21	3	1,8	-2	-12	0,7	5	6
3	Ленинград—Одесса . . . . .	-0,6	3	17	0,2	-5	0	-2,7	-26	-2	-0,2	-2	8	1,1	8	9
4	Москва—Казань . . . . .	-3,6	-9	-2	-0,9	6	4	-2,9	34	6	2,0	0	-10	0,6	5	5
5	Москва—Свердловск . . . . .	-5,1	6	3	0,0	1	-5	-1,4	10	3	1,5	3	3	1,0	5	6
6	Москва—Одесса . . . . .	-0,7	-10	13	0,3	-4	-2	-2,5	-13	1	0,0	0	10	0,3	7	6
7	Москва—Тбилиси . . . . .	-3,0	-3	27	-0,2	4	-10	-3,2	-19	-6	0,0	-14	-7	1,0	9	8
8	Свердловск—Казань . . . . .	1,5	-15	-5	-0,9	5	9	-1,5	24	3	0,5	-3	-13	0,9	5	5
9	Свердловск—Иркутск . . . . .	-3,3	18	8	-0,8	-7	2	-0,7	-23	-2	-0,4	-12	-5	1,5	6	6
10	Свердловск—Ташкент . . . . .	0,3	32	24	1,6	3	-5	-2,8	-34	-10	-1,4	-13	-14	1,3	4	7
11	Свердловск—Тбилиси . . . . .	2,1	-9	24	-0,2	3	-5	-1,8	-29	-9	-1,5	-17	-10	1,3	10	8
12	Тбилиси—Одесса . . . . .	2,3	-9	-14	0,5	-8	8	0,7	6	7	0,0	14	17	0,7	8	6
13	Тбилиси—Ташкент . . . . .	-1,8	41	0	1,8	0	0	-1,0	-5	-1	0,1	4	-4	0,5	7	5
14	Ташкент—Иркутск . . . . .	3,0	-14	-16	-2,4	-10	7	2,0	12	-1	1,0	1	9	0,8	5	10
15	Ташкент—Якутск . . . . .	7,2	-23	-22	-6,6	2	14	3,3	24	7	0,4	4	6	2,1	9	10
16	Иркутск—Якутск . . . . .	4,2	-9	-6	-4,2	25	-8	1,2	16	-9	-0,6	3	-3	1,8	7	10
17	Иркутск—Средникан . . . . .	-9,5	-17	-6	-1,9	17	-13	4,7	18	2	-5,2	2	-2	1,6	9	6
18	Средникан—Якутск . . . . .	-6,3	8	0	-0,3	8	5	-3,5	-2	-11	4,6	1	-1	1,4	4	11

е) при выборе обсерватории для использования ее вариаций при приведении, необходимо придерживаться разделения обсерватории на группы, как указано выше.

Получение нормального суточного хода в пункте наблюдений из такого же в ближайшей обсерватории, как уже упоминалось раньше, вообще говоря, включает в себя ошибку, так как путем умножения на эмпирический коэффициент мы переносим в пункт наблюдения характер суточного хода обсерватории, может быть вовсе несвойственный пункту наблюдений. Поэтому более целесообразным является, на основании имеющихся вариаций в обсерваториях, путем сферического гармонического анализа или каким-либо другим путем получить распределение нормальных суточных ходов по территории СССР для определенных промежутков координат (географических или геомагнитных). Для выполнения указанного анализа число и главным образом распределение обсерваторий в широтах от 65 до 38°N является недостаточным. В связи с наличием долготного эффекта на вариации и изменением характера суточного хода  $\Delta H$  при приближении к нашим южным обсерваториям, а также в связи с изменением вариаций по мере приближения к полярному кругу, представляется желательным провести добавочные исследования вариаций суточного хода на территории СССР в следующих местах:

- 1) между реками Волгой и Уралом на широте  $\sim 48^\circ$ ,
- 2) на реке Печоре на широте  $64-65^\circ$ ,
- 3) на реке Оби или Иртыше на широте  $54-55^\circ$ ,
- 4) на реке Енисее, примерно на широте Туруханска или несколько южнее.

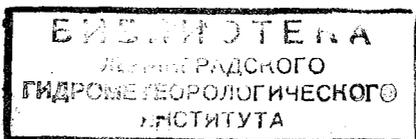
Тогда вся совокупность среднеширотных обсерваторий не только дает возможность вычислить нормальный суточный ход магнитных элементов по всем широтам, но позволяет найти и долготный эффект. Для возможности использования этих данных для периодов с различной магнитной активностью необходимо провести исследование в этом направлении, т. е. для различных относительных чисел солнечных пятен  $W$ . Подобного рода работа, произведенная Вестайном [15], несмотря на стремление ее к универсальности, не может нас удовлетворить, так как им использовано весьма ограниченное число обсерваторий, принадлежащих США, и все данные рассчитаны на использование внутри промежутка времени с 1905 до 1945 г. Исследование, основанное на результатах вариационных наблюдений СССР, более обширных, чем имеющиеся в настоящее время, даст высококачественный материал и позволит производить приведение наблюдений к эпохе с более высокой степенью точности.

При выполнении настоящей работы большая помощь мне была оказана младшим научным сотрудником З. С. Кузнецовой, производившей выкопировку материалов из фондов НИИЗМ, и техниками магнитной лаборатории, выполнившими все необходимые вычисления.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Пенкевич М. С. О погрешности магнитных вариационных измерений и о методе их обработки. Труды ГГО, вып. 34 (96), 1952.
2. Афанасьева В. И. Годовые геомагнитные вариации. Труды НИИЗМ, вып. 3 (13), 1948.
3. H. Fritsche. Die jährliche und tägliche Periode der Erdmagnetische Elemente. Publication VI, Riga 1905.
4. E. Leyst. Die Variationen des Erdmagnetismus. Moskau 1910.
5. E. H. Vestine. The reduction of Magnetic Observations to Epoch. Part I. Terr. Magn., Vol. 47, № 2, 1942.
6. J. Bartels and H. F. Jonston. Maine Features of daily Magnetic Variations. at Sitka etc. Terr. Magn., Vol. 44, № 4, 1939.
7. B. Sunk Variations in the Disturbance Field of Magnetic Storms. Terr. Magn., Vol. 44, № 1, 1939.
8. Бенькова Н. П. Спокойные солнечно-суточные вариации земного магнетизма. Труды НИУ ГУГМС, серия VI, вып. 1, 1941.
9. Кракау Е. В. Исследование амплитуды суточного хода магнитного склонения. Геофизика и метеорология, № 2, 1925.
10. Кракау Е. В. О суточном ходе горизонтальной составляющей. Геофизика и метеорология, т. V, вып. 4, 1928.

11. S. Chapman and J. M. Stagg. On the Variability of the Quiet—Day Diurnal Magnetic Variation. Part II. Proceedings of the Roy. Soc. London A. Vol. CXXX, № 814, 1931.
12. J. Bartels and W. J. Rooney. A typical case of Variability of the Quiet—Day diurnal Variation in Terrestrial Magnetism and Earth's Current at Watheroo. Terr. Magn., Vol. 37, № 1, 1932.
13. J. Bartels. Statistical methods for research in diurnal variations. Terr. Magn., Vol. 37, № 3, 1932.
14. Эйгенсон М. С. и др. Солнечная активность и ее земные проявления. ОГИЗ, 1948.
15. E. H. Vestine, Lucile Laporte etc. Description of the Earth's Maine Magnetic Field and its Secular Change, 1905—1945. Carnegie Institution of Washington. Publication 578, Washington, D. C, 1947.



Редактор *И. Г. Максимова.*

Техн. редактор *М. И. Брайнина.*

Корректор *Г. М. Лысенко.*

Сдано в набор 25/XII 1953 г.

Подписано к печати 25/III 1954 г. Бумага 70×108<sup>1/16</sup>

Бум. л. 3,25 + 1 вкл.

Печ. л. 9,08.

Уч.-изд. л. 9,83.

Тираж 800 экз.

М-27013. Индекс М-Л-73.

Гидрометеоиздат,

Ленинград, В. О., 2-я линия, д. 23.

Заказ № 1520. Цена 6 руб. 90. коп.

2-я типо-литография Гидрометеоиздата, Ленинград, Прачечный пер., д. 6.